



# Dynamique du bassin subalpin méridionale de l'Aptien au Cénomanién

Gérard Fries

## ► To cite this version:

Gérard Fries. Dynamique du bassin subalpin méridionale de l'Aptien au Cénomanién. Stratigraphie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1986. Français. NNT : . tel-00801058

**HAL Id: tel-00801058**

**<https://theses.hal.science/tel-00801058>**

Submitted on 15 Mar 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

FRIES (G.)  
TexteTHESE DE DOCTORAT D'ETAT  
ès Sciences Naturelles

28 JUIN 1986

présentée à

l'Université Pierre et Marie Curie  
- Paris 6 -

par

Gérard FRIES

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE GIGNOUX  
E 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

pour obtenir le grade de DOCTEUR ès SCIENCES

Titre de la thèse :

L

DYNAMIQUE DU BASSIN SUBALPIN A  
L'APTO-CENOMANIEN

soutenue le 30 juin 1986 devant le jury composé de :

M. le Professeur AUBOUIN,

M. le Professeur BEAUDOIN,

M. BODELLE,

M. BUROLLET,

M. le Professeur DEBELMAS,

M. le Professeur POMEROL,

M. PUIGDEFABREGAS,

Université Pierre et Marie Curie

Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris

Société Elf-Aquitaine

Compagnie Française des Pétroles

Institut Dolomieu

Université Pierre et Marie Curie

Service Géologique de Catalogne



THESE DE DOCTORAT D'ETAT  
ès Sciences Naturelles

présentée à

l'Université Pierre et Marie Curie  
- Paris 6 -

par

Gérard FRIES

pour obtenir le grade de DOCTEUR ès SCIENCES

Titre de la thèse :

**DYNAMIQUE DU BASSIN SUBALPIN A  
L'APTO-CENOMANIEN**

soutenue le 30 juin 1986 devant le jury composé de :

|                            |   |
|----------------------------|---|
| M. le Professeur AUBOUIN,  | Université Pierre et Marie Curie              |
| M. le Professeur BEAUDOIN, | Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris |
| M. BODELLE,                | Société Elf-Aquitaine                         |
| M. BUROLLET,               | Compagnie Française des Pétroles              |
| M. le Professeur DEBELMAS, | Institut Dolomieu                             |
| M. le Professeur POMEROL,  | Université Pierre et Marie Curie              |
| M. PUIGDEFABREGAS,         | Service Géologique de Catalogne               |

28 JUIN 1988

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GEOLOGIE  
DOCUMENTATION  
RUE MAURICE GIGNOUX  
38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (76) 87.46.43

10148 209

### Czasy

Czasy skończone ! - historii nie ma,  
Tworzenie tylko w bezbrzeżnej otchłani.  
Wiwat ! lecz czemuż to ogromne tema  
Ludzie kształtami ras napiętnowani,  
I usta mową zaprawne rozliczną,  
I serca głoszą w kraj ciekące styczną ?

O, nie skończona dziejów jeszcze praca,  
Jak bryły w górę ciągnięcie ramieniem :  
Umknij - a już ci znów na piersi wraca :  
Przysiądź, a głowę zetrze ci brzemieniem ...

O, nie skończona dziejów jeszcze praca,  
Nie przepalony jeszcze glob sumieniem ! ...

### Le temps

Le temps s'achève ! L'Histoire est close !  
Seul reste le créé dans l'infini.  
Hourrah ! Mais pourquoi proclament-ils cela  
Ces hommes qu'a marqués le sceau des races  
Et ces bouches rompues à des mots contraires  
Et ces cœurs qui vers la nation dérivent ?

Ah, le travail de l'Histoire n'est pas fini,  
C'est un rocher que nos bras poussent vers le haut ;  
Que nous céditions et il accable notre poitrine  
Que nous nous reposions : il broie notre tête ...

Ah, le travail de l'Histoire n'est pas fini,  
Ce globe n'est pas trempé encore au feu de l'Esprit ! ...

Cyprian Kamil NORWID, 1849  
Traduct. Yves BONNEFOY



## AVANT PROPOS

---

Ce travail est l'aboutissement d'un long processus entamé en septembre 1978, quand avec mes camarades mineurs, après un long voyage en train puis en autocar, j'arrivai à la nuit tombée dans un petit village de montagne, Barles, pour un bref stage d'oxygénation à caractère géologique.

Hélas ! Cette semaine passée avec les pierres, loin de me préparer aux plaisirs de l'Administration, m'ouvrit les yeux et l'esprit à la Géologie : les géologues responsables de ce détournement furent B. BEAUDOIN, D. HACCARD, D. MERCIER et P. LAFFITTE, Directeur de l'Ecole. Je suis particulièrement heureux de pouvoir les remercier ici.

Monsieur R. PISTRE, Directeur-adjoint de l'Ecole des Mines, n'a cessé, au cours des trois années de scolarité, de m'encourager dans cette voie dite "technique" ; il a ensuite facilité mon insertion au sein de l'Ecole. Je lui en suis très reconnaissant.

Mon sauvetage étant dès lors impossible, je décidai d'entreprendre cette thèse dont le sujet d'emblée plus thématique que régional fut choisi d'un commun accord avec Monsieur le Professeur BEAUDOIN. Il m'a depuis fait bénéficier de sa grande connaissance de la géologie sédimentaire et de la qualité de ses approches méthodologiques tant sur le terrain qu'au Laboratoire. Je lui exprime ma plus vive gratitude.

Monsieur P.F. BUROLLET m'a accordé sa confiance dès le début de mes recherches et a su tout au long de celles-ci me prêter une oreille attentive tout en me prodiguant de nombreux conseils ; il m'a également assuré toutes les facilités au sein de TOTAL-C.F.P. tant sur le plan des missions que des analyses, avec la complicité de son Vice-Président Directeur Général, Monsieur L. DENY. Je suis heureux de pouvoir leur exprimer mes plus profonds remerciements.

Monsieur le Professeur C. POMEROL a bien voulu s'intéresser à mon travail en me permettant de présenter cette thèse à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI) et a accepté la présidence du Jury chargé de la sanctionner. Je tiens à le remercier très vivement.

J'exprime toute ma gratitude à Monsieur le Professeur J. AUBOUIN, membre de l'Institut, qui m'a fait l'honneur de juger ce travail.

Monsieur J. BODELLE m'a régulièrement encouragé depuis ce premier stage effectué au B.R.G.M. en 1979-1980, par des contacts épistolaires réguliers ; je lui sais gré d'avoir accepté de participer à ce Jury.

Monsieur le Professeur DEBELMAS, très sensible à la géologie des Alpes a bien voulu faire partie de ce Jury ; je lui en suis très reconnaissant.

Monsieur PUIGDEFABREGAS m'a fait l'honneur de porter son appréciation sur ce travail, je tiens à le remercier très vivement.



Je dois également des remerciements tout particuliers à Madame G. BIZON et Monsieur J.J. BIZON qui ont assuré les déterminations de la microfaune, souvent dans des conditions très délicates. Sans leur travail patient et obstiné, ce mémoire n'aurait jamais vu le jour. Je leur exprime ma plus vive gratitude.

Ce support microfaunistique a été complété par une faune d'ammonites et d'inocérames: je remercie Messieurs R. BUSNARDO, M. DELAMETTE, P. DESTOMBES, P. JUIGNET, J. SORNAY et J.P. THIEULOY pour leurs déterminations respectives et les prie encore une fois d'excuser la médiocre conservation du matériel proposé !

Michel PINAULT a guidé mes premiers pas "professionnels" et a partagé de nombreuses sorties sur le terrain: je lui exprime toute ma sympathie.

Mes remerciements vont également à tous mes amis de l'Ecole des Mines de Paris: Hugues ACCARIE, Monique et Emmanuel BERGER, Roland BOUCHET, Christian CABROL, Isabelle COJAN, Yasmine DESMAISON, Yvan GRENETIER, Christophe GROSS, Philippe JOSEPH, Philippe LE CAER, Youcef MAHCENE, Jérôme MAILLART, Olivier PARIZE, Benoît PATERNOSTER, Marie-France PINAULT, Bernard PINOTEAU, Edgar SALINAS, Virginie TRUYOL et Dominique VASSILIADIS-BOULAIS, ainsi qu'à Jean-François DECONINCK de l'Université de Lille.

A Wanda, Isabelle et Astrid,  
à mes parents,  
à ma famille.

## DYNAMIQUE DU BASSIN SUBALPIN A L'APTO-CENOMANIE

### RESUME

L'Apto-Cénomaniens des chaînes subalpines méridionales a fourni le support d'un travail méthodologique orienté vers la restitution à toutes les échelles, et dans leur configuration originelle (décompaction), de la géométrie des corps sédimentaires dans leur contexte dynamique.

La série étudiée correspond à la partie inférieure du dernier grand rythme mésozoïque conduisant à la fermeture du bassin subalpin. Limitée à la base et au sommet par deux discontinuités majeures, elle s'organise en dix-neuf séquences, regroupées en deux mégaséquences de même polarité (marne → marno-calcaire): Aptien (I); Albo-Cénomaniens (II).

Ce découpage séquentiel forme la trame de cette étude tant pour les problèmes biostratigraphiques que paléogéographiques: il a naturellement conduit à s'interroger sur la signification des séquences sédimentaires.

### LA BIOSTRATIGRAPHIE

L'échelle biostratigraphique est fondée sur la macrofaune (ammonites et inocérames, peu abondants) et la microfaune planctonique et benthique (plus de 2 000 échantillons). Assez proche des échelles classiquement admises, elle a permis de mieux caler la distribution des foraminifères planctoniques avec les zones d'ammonites notamment aux limites Bédoulien-Gargasien, Clansayésien-Albien inférieur, à l'Albien moyen et au Cénomaniens supérieur.

Cet important matériel paléontologique a été également utilisé pour étudier les évolutions horizontales et verticales de la microfaune:

- Un traitement statistique fondé sur la seule présence (absence) a mis en évidence des associations dont certaines (bryozoaires-échinodermes-slumps), (ostracodes-radiolaires) caractérisent dans un environnement pélagique des faciès resédimentés, impliquant un transport pluridéca-kilométrique.
- Une approche paléobathymétrique menée à partir de comptages (rapport  $P/P + B$ ;  $P$  = plancton et  $B$  = benthos) montre une raréfaction du plancton du bas vers le haut des séquences. Cette évolution, observée aussi à l'échelle des mégaséquences, corroborée par les faciès et les structures sédimentaires, témoigne d'une diminution progressive de la tranche d'eau avant un approfondissement brutal au-dessus de la discontinuité suivante.
- L'étude quantitative du plancton (hedbergelles et globigerinelloïdes) montre que celui-ci évolue à deux reprises depuis de petites formes à peu de loges vers des morphotypes plus grands et à loges nombreuses. Ces deux séquences "microfaunistiques" coïncident avec les deux mégaséquences sédimentaires (I, II).



## LE BASSIN DE SEDIMENTATION

Durant l'Apto-Cénomanién le bassin, d'orientation majeure E-W, est limité par des bordures (Ventoux-Lure, zone de Castellane au Sud, Vercors-Dévoluy-zone de Barcelonnette au Nord) caractérisées par une sédimentation de faible profondeur, parfois réduite voire lacunaire. Au Cénomanién une lacune générale des quatre dernières séquences cénomaniennes a été reconnue à l'Ouest de la Durance ; elle correspond à une importante phase de déformation anté-turonienne.

Les restitutions paléomorphologiques s'appuient sur la distribution des épaisseurs originelles et des résédiments, des corrélations, des informations directionnelles (courant et glissement), des indications bathymétriques : le bassin est marqué par un sillon subméri-dien (le sillon de Buëch) vers lequel convergent des flancs entaillés par des morphologies sous-marines (Eventail de Ceüse, vallée de Pierre Ecrite) qui assurent le transit de matériels pélagiques et néritiques sur plusieurs dizaines de kilomètres.

L'Eventail de Ceüse a été analysé en détail à l'Aptien : cette morphologie, large de 20 km et suivie d'amont en aval sur près de 70 km, a piégé des turbidites gréseuses et des slumps puissants cartographiés individuellement sur plusieurs centaines de kilomètres carrés. Le fonctionnement de cet appareil sédimentaire analogue aux modèles classiques d'éventails sous-marins est contrôlé par au moins trois paramètres : les érosions, la tectonique et la compaction différentielle.

Dans ce bassin à la topographie accidentée, des faisceaux marno-calcaires alternants ont été corrélés banc à banc dans le Bédoulien, le Clansayésien, l'Albien moyen et supérieur, le Cénomanién inférieur à moyen.

Si pour les deux derniers exemples (Albien et Cénomanién), la distance maximale n'excède pas 10 km, par contre les deux faisceaux aptiens ont été identifiés dans l'ensemble du bassin ; des observations géométriques montrent qu'un certain dynamisme a contrôlé (au moins partiellement) la mise en place de ces faisceaux, qui relèvent cependant de mécanismes extérieurs au bassin.

## L'EVOLUTION STRUCTURALE

Cette image paléomorphologique du bassin subalpin s'est en fait peu modifiée depuis l'Oxfordien supérieur, soit près de 50 millions d'années. L'architecture du bassin dépend de structures profondes ayant conditionné l'évolution régionale : à l'Apto-Cénomanién une tectonique synsédimentaire active modèle le réceptacle sédimentaire et contrôle les dépôts à toutes les échelles.

Ainsi se dessine avant les marnes aptiennes, le champ de failles de Banon, initié par un profond décrochement senestre N 40° ; la paléotopographie déterminée par les jeux en demi-grabens a piégé les marnes et les sables apto-albiens et notamment les fluxoturbidites sableuses qui cheminent ensuite jusqu'à Sisteron en longeant le pied de la zone de Lure, dès cette époque zone haute limitée à l'Est par le faisceau durancien. Ce dernier détermine deux systèmes de blocs basculés : l'un à pendage est correspond à un système parallèle à celui de Banon, l'autre d'orientation N 70 à 80° marque la transition rapide vers le domaine de bassin.

Une intense fracturation des massifs argilo-carbonatés a été fossilisée par un réseau de sills et de dykes gréseux. L'injection des sills relève sans doute d'un mécanisme de fracturation hydraulique : le réseau de filons, identique à celui des failles, est en relation directe avec les paléomorphologies elles-mêmes dépendantes de la tectonique.

L'analyse du cadre structural actuel indique clairement que ces morphologies mésozoïques ont été contrôlées par des structures E-W et des accidents NW-SE et NE-SW : une géométrie en blocs basculés pourrait rendre compte de cette étonnante pérennité ; elle reste à contrôler par des informations géophysiques.

Le Cénomanién terminal est marqué par une lacune très importante, l'apparition de faille inverse E-W et de plis localisés de même orientation : cette modification dans l'évolution du bassin est attribuable à une compression N-S connue plus au Nord dans le Dévoluy.

## LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES

L'évolution des assemblages minéralogiques et de la microfaune, la localisation verticale des apports détritiques grossiers et des horizons riches en matière organique caractérisent des séquences relevant de mécanismes, soit propres au bassin, soit extérieurs à celui-ci :

- Dans les régions exemptes de transformations diagénétiques trop importantes (enfouissement), les assemblages argileux évoluent depuis une association à kaolinite et illite (Bédoulien-Gargasien) vers les smectites dominantes (Cénomanién). Cette séquence, qui peut être scindée en deux motifs superposables aux mégaséquences sédimentaires (I, II), succède à deux grands rythmes analogues (Bathonien → Berriasien et Valanginien → Bédoulien). Chacun des trois résulterait de la conjugaison d'influences climatiques, eustatiques et tectoniques.

- L'augmentation en base de séquence de la teneur en kaolinite et illite suggère une intensification de l'érosion sur les terres émergées. Avec l'aplanissement des reliefs sur le continent, le flux terrigène se ralentirait permettant le relais par une sédimentation biogène calcaire.

- Les apports détritiques situés en base de séquence coïncident avec les importantes venues de kaolinite et d'illite : ils pénètrent loin dans le bassin par le biais des vallées sous-marines.

L'origine de ce matériel détritique, plus difficile à préciser en l'absence d'une signature caractéristique par les minéraux lourds pourrait être lointaine (homogénéisation par le transport).

- Les couches riches en matière organique d'origine marine se mettent en place à la base des deux grandes séquences I et II ; elles témoignent d'une période d'anoxie totale sur le fond, reconnue dans toute la Téthys et au-delà (Atlantique, Allemagne du Nord, ...).

Leur dépôt serait une conséquence directe de la forte productivité du plancton primitif dont la réapparition résulterait de modifications dans l'océan (baisse brutale de la température, forte agitation).

La restitution de la géométrie originelle des corps sédimentaires (cartographie, décompaction), l'étude du fonctionnement des morphologies et l'approche des paléoprofondeurs (microfaune), jointes à l'analyse séquentielle rythmée par la tectonique synsédimentaire, illustrent la dynamique du bassin subalpin au long de l'Apto-Cénomanién.

Cette approche méthodologique développée dans le bassin subalpin trouve sa meilleure justification dans la cohérence et la complémentarité des résultats obtenus. Elle ouvre ainsi des perspectives de recherche permettant de mieux connaître l'évolution des bassins sédimentaires.



## SUBALPINE BASIN DYNAMICS DURING APTO-CENOMANIAN

### ABSTRACT

This methodologic study of the apto-albian series in the Southern Subalpine chains is oriented towards the geometrical restitution at all levels, specially in order to reconstitute the geometrical configuration of sedimentary bodies (before compaction) and their dynamical context.

This formation, the lower part of the last mesozoic rhythm leading to the subalpine basin closure, is bounded by two major discontinuities ( $\Delta_2$ : the brutal transition from the Barremo-Aptian limestones to the upper Aptian marls; C/T from the marly limy Cenomanian to the limy Turonian). The series is built of 19 sequences (marls  $\rightarrow$  marls and limestones) regrouped in two megasequences (Aptian : I ; Albo-Cenomanian : II).

This sequential decomposition gives a natural frame especially for the biostratigraphical and paleogeographical problem ; it raises obviously the question of the signification of the sedimentary sequences.

### BIOSTRATIGRAPHY

The biostratigraphical scale is based on macrofauna (scarce ammonites and inoceramids) and planktonic/benthic foraminifers (more than 2 000 samples). In spite of the similarity with the classical distributions, some limits were precised especially Bedoulian-Gargasian, Clansayesian-lower Albian, middle Albian and upper Cenomanian ones.

This quantitative important data was also used to study horizontal and vertical evolution of the microfauna.

A statistical treatment worked out from numerical counts (P/P + B ratio ; P : plankton, B : benthos) shows a plankton percentage decrease from bottom to top of the sequences. This evolution, visible on the megasequences level and confirmed by the facies and the sedimentary structures gives evidence for a water depth decrease before a rapide deepening after the next discontinuity.

The quantitative study of planktonic foraminifers (*Hedbergella* and *globigerinelloides*) indicates two successive evolutions from small forms with little chambers to bigger morphotypes with numerous chambers. These two "microfaunistic" sequences correspond to the sedimentary megasequences (I, II).

### THE BASIN : PALEOGEOGRAPHY

During the Apto-Cenomanian period, the margins of the basin, oriented E-W (Ventoux-Lure, Arc de Castellane on the South, Vercors-Devoluy-Barcelonnette area on the North) are characterized by a shallow water sedimentation which may be sometimes reduced even with important gaps. The last Cenomanian sequences are missing west of the Durance river : this important hiatus results from an ante-turonian deformation.



The paleomorphological restitutions are based on decompacted thicknesses, slumps and turbidites distribution, correlations, sole-marks and bathymetric indications: this E-W structured basin is characterized by a meridian through ("le sillon du Buëch") whose flanks are cut by submarine valleys converging towards it: these valleys convey pelagic and neritic material over more than 70 km.

One of these submarine fan (the Aptian Ceüse fan) was analysed in detail: this large morphology (20 km x 70 km) trapped sandy turbidites and very thick slumps mapped over more than some hundred square kilometers. The sedimentation of this body - similar to the deep sea fan classical models - is controlled by - at least - three parameters: erosion, synsedimentary tectonics and differential compaction.

In this uneven basin, marl-limestone cycles were correlated within the Bedoulian, Clansayesian, middle and upper Albian, lower and middle Cenomanian.

Even if, for the two last periods (Albian and Cenomanian), the longest distance does not exceed 10 km, the two aptian cycles ("faisceau du niveau blanc" and "Clansayésien") were correlated over the whole basin. Geometrical observations show good evidence of a dynamical control for their depositions with depends nevertheless on external mechanisms.

#### THE BASIN : STRUCTURAL EVOLUTION

Since the upper Oxfordian (during more than 50 M.y) this paleomorphological sketch has not changed. The basin architecture depends on basement structures ruling the regional evolution: during the Apto-Cenomanian period, the characteristics of the deposits are closely related to an intense tectonic activity, which models the sedimentary receptacle.

Just before the Aptian marls a major sinistral strike-slip fault has initiated the Banon fault system: the semi-graben induced paleotopography has trapped the Apto-Albian sands and marls. Especially the sandy fluxoturbidites have been mapped and correlated from the Banon trench to Sisteron, passing along the foot of the Lure area (already at that time a high zone limited on its eastern side by the Durance fault system). This fault bundle determines two tilted blocks systems: one dipping eastward is parallele to that of Banon, the other (orientated N 70-N 80°) marks the rapid transition towards the deep basin.

An important fracturation of the shally massifs has been fossilized by a sandy sedimentary sills and dykes network. An hydraulic fracturation mechanism is probably responsible for the sills injection: the dykes network similar to that of the faults is directly related to the paleomorphologies depending themselves on the tectonic context.

The analysis of the present structural framework shows relations between these mesozoic morphologies, the NE-SW and NW-SE faults and the E-W structures: a tilted blocks geometry may explain this surprising perennity, but it has to be confirmed by geophysical data.

#### THE SEDIMENTARY SEQUENCES

The evolution of clayey assemblages and microfauna, the vertical location of detrital influx and organic-rich layers characterize in the basin sequences depending on internal or external mechanisms:

- When the diagenetic transformations (burial) are not too important, the clayey assemblages evolve from a kaolinite-illite (Bedoulian-Gargasian) association to a prevailing smectites-one (Cenomanian). This sequence may be divided into two motives superposable to the sedimentary megasequences (I, II): it follows two similar rythms (Bathonian → Berrisian and Valanginian → Bedoulian). Each of them would result of the conjugated influences of climate, eustatism and tectonics.

- The relative increase of kaolinite and illite amounts suggests an intensified erosion on the continent: during its peneplation the terrigenous influx would decrease, ensuring the shift to a limy biogenic sedimentation.

- The detrital influx, limited to lower part of the sequences coincides with the increase of kaolinite and illite amounts: they are conveyed into the basin through the submarine valleys.

The origin of that detrital material, more difficult to precise without a characteristic signature (by homogeneisation transport), of heavy minerals, is probably remote.

- The deposition of the organic-rich layer takes place at the base of the two megasequences (I, II). They have been identified in the whole Tethys and even further (Atlantic, Northern Germany, ...).

Their deposition would be as a direct consequence of a high-productive plankton activity inducing on the seabottom a total anoxic period. The reappearance of the primitive forms would result from modifications in the ocean (sea water temperature decrease, current increase).

The restitution of the original geometry, of the sedimentary bodies (cartography, decompaction), the study of the morphology and the paleobathymetric approach (microfauna) associated with the sequential analysis rythmed by the synsedimentary tectonic illustrate the subalpine basin dynamics during Apto-Cenomanian.

This methodological approach developed in the subalpine basin finds its best justification in the coherence and complementary of its results. It gives further future research prospects for the knowledge of the sedimentary basins.



## SOMMAIRE

### - PREMIERE PARTIE -

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

#### A - INTRODUCTION

|  |    |
|--|----|
| I. Le cadre de l'étude                                 | 3  |
| II. Les travaux antérieurs                             | 4  |
| III. Le bassin subalpin au Mésozoïque                  | 9  |
| 1. La série mésozoïque et les grandes discontinuités   | 9  |
| 1.1. Les formations du Lias-Dogger                     | 10 |
| 1.2. Du Bathonien au Barrémo-Bédoulien                 | 10 |
| 1.3. De l'Aptien au Sénonien                           | 11 |
| 2. De la naissance à la disparition du bassin subalpin | 12 |

#### B - ANALYSE SEQUENTIELLE DE L'APTO-CENOMANIEN

|                                       |    |
|---------------------------------------|----|
| I. Les séquences aptiennes            | 16 |
| II. L'organisation des faciès albiens | 18 |
| III. Les séquences cénomaniennes      | 18 |

### - DEUXIEME PARTIE - LES DONNEES FAUNISTIQUES

#### A - ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES

|                             |    |
|-----------------------------|----|
| I. L'Aptien                 | 24 |
| 1. Les zones d'ammonites    | 24 |
| 2. La microfaune            | 27 |
| 3. Biozonation de l'Aptien  | 28 |
| II. L'Albien                | 31 |
| 1. La macrofaune            | 31 |
| 2. La microfaune            | 32 |
| III. Le Céno manien         | 36 |
| 1. La macrofaune            | 36 |
| 2. La microfaune            | 37 |
| 2.1. Les échelles actuelles | 37 |
| 2.2. Les résultats          | 38 |

**B - AGES ET VARIABILITES DES SEQUENCES** 43

**C - MICROFAUNE ET PALEOENVIRONNEMENT** 47

|   |    |
|---|----|
| I. Un essai de traitement statistique                               | 47 |
| 1. La méthode   | 48 |
| 2. Les résultats  | 50 |
| 3. Conclusions  |    |
| II. Evolution de la microfaune :                                    |    |
| analyse séquentielle et paléoenvironnements                         | 50 |
| 1. Les problèmes de bathymétrie                                     | 51 |
| 1.1. La méthode   | 51 |
| 1.2. Les résultats  | 52 |
| 2. L'évolution de la microfaune                                     | 55 |
| 2.1. La méthode   | 55 |
| 2.2. L'Aptien   | 56 |
| 2.3. L'Albien inférieur et moyen                                    | 60 |
| 2.4. De l'Albien supérieur au Cénomanién terminal                   | 65 |
| 3. Conclusions  | 66 |
| 3.1. Les problèmes de nomenclature                                  | 66 |
| 3.2. L'évolution de la microfaune et les séquences<br>sédimentaires | 67 |

**- TROISIEME PARTIE -  
LES PALEOGEOGRAPHIES SUCCESSIVES**

**A - L'APTIEN** 73

|                                      |    |
|--------------------------------------|----|
| I. La paléogéographie aptienne       | 73 |
| 1. Les bordures                      | 73 |
| 1.1. Le Sud                          | 73 |
| 1.2. Le Nord                         | 75 |
| 1.3. A l'Ouest et à l'Est            | 76 |
| 2. Le bassin                         | 76 |
| 2.1. La morphologie de Pierre Ecrite | 76 |
| 2.2. L'Eventail de Ceüse             | 78 |

|   |     |
|---|-----|
| 3. Extension et évolution des séquences       | 78  |
| II. L'Eventail de Ceüse                       | 81  |
| 1. La séquence B                              | 81  |
| 2. La séquence G                              | 82  |
| 3. La séquence K <sub>1</sub>                 | 84  |
| 4. La séquence K <sub>2</sub>                 | 85  |
| 5. Le fonctionnement de l'Eventail            | 86  |
| 5.1. La zone de Bourdeaux - La Chaudière      | 86  |
| 5.2. La zone d'Arnayon - Rosans               | 88  |
| 5.3. La zone de Serres - Ceüse                | 89  |
| III. Les faisceaux marno-calcaires alternants | 91  |
| 1. Le faisceau du "niveau blanc"              | 91  |
| 2. Le Clansayésien                            | 92  |
| 2.1. L'Eventail de Ceüse                      | 94  |
| 2.2. Le secteur de Sisteron                   | 100 |
| 3. Conclusions                                | 103 |

**B - L'ALBIEN** 105

|   |     |
|---|-----|
| I. L'évolution du bassin à l'Albien                                 | 105 |
| 1. La paléotopographie  | 105 |
| 2. L'analyse séquentielle   | 105 |
| 3. Les résédiments albiens  | 108 |
| II. Le secteur de la Montagne de Lure                               | 110 |
| 1. Le champ de Banon  | 110 |
| 1.1. Les séquences vraconiennes                                     | 114 |
| 1.2. La séquence A <sub>4</sub>                                     | 114 |
| 2. La région de Sisteron  | 120 |
| 2.1. La séquence A <sub>1</sub>                                     | 122 |
| 2.2. Les séquences A <sub>2</sub> et A <sub>3</sub>                 | 123 |
| 2.3. La séquence A <sub>4</sub>                                     | 126 |
| 2.4. Les séquences A <sub>5</sub> - A <sub>6</sub> - A <sub>7</sub> | 128 |
| 3. L'Albien dans la région de la Montagne de Lure                   | 129 |

**C - LE CENOMANIEN** 131

|                        |     |
|------------------------|-----|
| I. La Montagne de Lure | 131 |
| 1. Sisteron            | 132 |



|   |     |
|---|-----|
| 2. Saint-Etienne-Les-Orgues - Banon         | 134 |
| II. Le secteur de Barrême                   | 135 |
| III. L'Eventail de Ceüse                    | 137 |
| 1. La révision du cadre biostratigraphique  | 138 |
| 1.1. Le découpage séquentiel                | 138 |
| 1.2. Les données chronologiques             | 138 |
| 2. Le fonctionnement de l'Eventail de Ceüse | 140 |
| 2.1. C <sub>1</sub> - C <sub>2</sub>        | 140 |
| 2.2. C <sub>3</sub>                         | 141 |
| 2.3. C <sub>4</sub>                         | 143 |
| 2.4. C <sub>5</sub>                         | 143 |
| IV. Le bassin au Cénomanién                 | 144 |

## - QUATRIEME PARTIE - FAILLES ET FRACTURATION

|  |     |
|--|-----|
| <b>A - LE FONCTIONNEMENT DES FAILLES</b>   | 150 |
| I. Trois cas de tectonique synsédimentaire   | 150 |
| 1. La faille de Gigors   | 150 |
| 2. Le pays de Bourdeaux  | 151 |
| 3. Saint-André-Les-Alpes   | 152 |
| II. L'accident du Col de La Cine   | 153 |
| III. Le faisceau du Risou  | 155 |
| IV. Le champ de Banon  | 158 |
| 1. La série apto-albienne  | 159 |
| 2. La structuration du champ de Banon  | 160 |
| 2.1. L'âge des accidents   | 160 |
| 2.2. L'analyse structurale   | 160 |
| 3. Le contrôle de la sédimentation apto-albienne par la tectonique synsédimentaire | 162 |
| 3.1. La paléogéographie fini-urgonienne  | 162 |
| 3.2. La tectonique synsédimentaire apto-albienne                                   | 162 |
| 3.3. La paléotopographie apto-albienne   | 163 |
| 4. L'évolution tectono-sédimentaire à l'Apto-Albien                                | 164 |

|                                       |     |
|---------------------------------------|-----|
| V. Le secteur de Sisteron             | 165 |
| 1. Le Barrémo-Bédoulien et $\Delta_2$ | 166 |
| 2. Les marnes aptiennes               | 169 |
| 3. L'Albien                           | 170 |
| 4. Le Cénomanién                      | 170 |
| 5. Evolution de la subsidence         | 171 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>B - TECTONIQUE ET FRACTURATION PRECOCE</b> | 175 |
| I. Les sills de Rosans                        | 175 |
| II. Les sills et dykes de Bevens              | 178 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>C - LE CONTEXTE STRUCTURAL</b>                       | 183 |
| I. La pérennité des morphologies                        | 183 |
| 1.1. Les vallées sous-marines (à l'Ouest de la Durance) | 183 |
| 1.2. L'ensemble du bassin                               | 184 |
| 1.3. Les migrations du sillon du Buëch                  | 185 |
| 1.4. Conclusions  | 186 |
| II. Le contexte géodynamique                            | 189 |

## - CINQUIEME PARTIE - SIGNIFICATION DES SEQUENCES SEDIMENTAIRES

|   |     |
|---|-----|
| <b>A - LES GRES</b>                             | 193 |
| I. Analyse séquentielle                         | 193 |
| II. Voies d'apport - Types de dépôts            | 194 |
| III. Sources du matériel                        | 195 |
| <b>B - LE CONTENU MINERALOGIQUE</b>             | 199 |
| I. Héritage et diagénèse                        | 199 |
| II. Evolution séquentielle                      | 200 |
| III. Le contrôle de la sédimentation argileuse  | 202 |
| 1. Les influences climatiques                   | 202 |
| 2. La sédimentation différentielle              | 203 |
| 3. Tectonique et eustatisme                     | 203 |
| 4. Evolution morphologique des bassins versants | 204 |

|  |     |
|--|-----|
| IV. Conclusions  | 205 |
| <b>C - LES COUCHES RICHES EN MATIERE ORGANIQUE</b>             | 207 |
| I. Description   | 207 |
| II. Nature de la matière organique (M.O.)                      | 208 |
| III. Resédimentation de "sapropels"                            | 210 |
| 1. Le niveau S <sub>1</sub>                                    | 210 |
| 2. Le sapropel S <sub>2</sub>                                  | 212 |
| IV. Relation avec les séquences sédimentaires et la microfaune | 213 |
| <b>D - CONCLUSIONS</b>   | 219 |

#### - PERSPECTIVES -

-BIBLIOGRAPHIE

- LISTE DES FIGURES

- ANNEXES

**PREMIERE PARTIE**  
 Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

#### A - INTRODUCTION

- I. LE CADRE DE L'ETUDE
- II. LES TRAVAUX ANTERIEURS
- III. LE BASSIN SUBALPIN AU MESOZOIQUE

#### B - ANALYSE SEQUENTIELLE DE L'APTO-CENOMANIEN

- I. LES SEQUENCES APTIENNES
- II. L'ORGANISATION DES FACIES ALBIENS
- III. LES SEQUENCES CENOMANIENNES



## A - INTRODUCTION

La restitution, à toutes les échelles, de la géométrie des corps sédimentaires et l'analyse de leur mise en place, dans une perspective dynamique, constitue un enjeu majeur non seulement pour la géométrie sédimentaire "fondamentale", mais aussi et peut-être surtout pour la recherche et l'exploitation pétrolière et minière, à l'aube du III<sup>e</sup> millénaire.

La série essentiellement marneuse de l'Apto-Cénomaniens des Chaînes subalpines méridionales fournit dans cette optique un support exceptionnel, tant par la qualité des affleurements que celle des données analytiques. Son découpage séquentiel, bien exposé en plusieurs points du bassin, constitue la trame de ce travail à la fois régional et méthodologique.

### I - LE CADRE DE L'ETUDE

Le domaine étudié s'appuie à l'Ouest sur la vallée du Rhône et à l'Est sur celle de la Tinée ; les limites Nord et Sud correspondent respectivement aux latitudes de Die et d'Avignon (fig. 1).

Une centaine de coupes ont été levées sur une vaste zone. Leur répartition quelque peu hétérogène est directement liée aux possibilités d'observation. Le maillage, assez serré dans la partie occidentale, est beaucoup plus lâche à l'Est en raison de l'importance des dépôts tertiaires et du recouvrement par des éléments structuraux allochtones dont la nappe de Digne (fig. 1 et 2).

La restitution des différentes coupes dans leur position originelle dans le bassin a été réalisée :

- Pour la remise en place de la Nappe de Digne, j'ai repris le canevas adopté par B. BEAUDOIN dans sa thèse (1977) à partir des travaux menés



dans la région de Sisteron - La Javie - Digne - Castellane, et synthétisés par D. HACCARD (// BEAUDOIN et al., 1975). Son déplacement vers le Sud a été estimé à environ 40 km.

- Le secteur occidental, essentiellement structuré par des plis d'orientation Est-Ouest, a été déplié à partir de l'axe, choisi comme référentiel, du synclinal de Rosans à l'aide de coupes structurales Nord-Sud. Le chevauchement du chaînon Ventoux-Lure a été limité à 5 km au maximum.

## II - LES TRAVAUX ANTERIEURS

Les premières descriptions des terrains médio-crétacés de cette région remontent aux balbutiements de la géologie naissante (LE COCQ, 1839 ; SCIPION GRAS, 1840 ; d'ORBIGNY, 1840).

Il faut cependant attendre la fin du 19<sup>e</sup> siècle pour que paraissent les premières monographies régionales intéressant tout ou partie du domaine présentement considéré. Parmi les plus remarquables, on retiendra celles de LORY (1860), LEENHARDT (1883), KILIAN (1889). Dès cette époque les grandes divisions stratigraphiques sont définies ; les études ultérieures affineront sans le modifier ce premier canevas, grâce à de nouveaux outils dont l'étude de la microfaune.

Les travaux plus thématiques de FALLOT (1885), HAUG (1891), PAQUIER (1900) et JACOB (1907) ont contribué à une synthèse stratigraphique et paléogéographique qui a servi de référence durant plusieurs décennies.

Bien plus tard GOGUEL (1938, 1944, 1954, ...) reprend l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur vocontien". Il décrit en particulier dans ces séries des glissements sous-marins dont l'importance ne sera redécouverte qu'au cours des vingt dernières années.

Les études régionales et thématiques reprennent leur essor au début des années 50. SORNAY publie une synthèse magistrale du Crétacé supérieur de la vallée du Rhône (1955) ; FAURE-MURET étudie la couverture sédimentaire du massif de l'Argenta-Mercantour (1950), tandis que STURANI s'intéresse à la partie nord-orientale de ce même massif (1962, 1963), y révélant la présence de schistes noirs attribués à l'Apto-Albien.

Ce même intervalle fait l'objet des travaux de BLANC en Basse-Provence (1958, 1959a) ; il compare cette région aux terrains équivalents du Diois et des Baronnies (1959b, 1960b). Ses travaux sur la sédimentologie des grès sus-aptiens seront poursuivis dans les années 60 (ABOUSSOUAN, 1963 ; BLANC et BROCHIER, 1969, ...).

Le programme de couverture géologique à l'échelle du 1/50 000 entraîne le développement d'une nouvelle stratigraphie fondée sur une meilleure connaissance des ammonites et de la distribution des foraminifères planctoniques et benthiques.

THOMEL précise ainsi les échelles biostratigraphiques du Gargasien, de l'Albien et du Cénomaniens (1961, 1963, 1964, 1965, 1972, ...).

MOULLADE fixe pour le Crétacé inférieur (1966), et pour la première fois à partir des foraminifères planctoniques, un cadre biostratigraphique qui ne sera guère retouché ultérieurement (MOULLADE, 1974 ; SIGAL, 1977 ; LE GOC, 1977 ; ...). COTILLON (1971) prolonge le travail de MOULLADE dans l'Arc de Castellane, inventoriant de nombreuses coupes ; il propose un schéma paléogéographique dont l'organisation structurale en bandes W-E est cependant liée à des accidents tectoniques majeurs d'orientation NE-SW.



PORTHAULT propose en 1974 une biozonation très fine du Crétacé supérieur à partir de ses travaux sur les séries de la "fosse vocontienne, à l'Ouest de la Durance".

L'analyse des liens entre le bassin subalpin et la zone provençale à partir de l'Aptien a suscité de nombreux travaux : GIROUD D'ARGOUD (1975) compare les séries aptiennes de Basse Provence avec celles du pourtour sud et ouest du chaînon Ventoux-Lure (Gargas, Apt, Clansayes) ; MASSE présente un schéma complet des faciès urgoniens provençaux (1976) ; il reconsidère le problème de l'"isthme durancien" et propose une émergence de cette région entre l'Albien supérieur et le Cénomanién inférieur (MASSE et PHILIP, 1976). Dans ce même contexte on peut citer les travaux de TRIAT (1979) sur les altérations crétacées en Provence ; il découpe la série en unités analogues à celles de ROCH (1972) et explique le processus complexe de l'ocrication.

Plus récemment la série post-urgonienne sud-provençale a fait l'objet de la thèse de TRONCHETTI (1981) ; dans les Alpes-Maritimes M. CONARD-NOIREAU poursuit ses travaux sur le Crétacé supérieur (1978, 1979, 1980 et 1983), tandis que M. RAGAZZI a soutenu en 1982 sa thèse sur l'Aptien de la même région.

Les toutes dernières années ont vu, après une période d'oubli, un regain d'intérêt pour les "marnes bleues" apto-albiennes avec des approches souvent thématiques :

- L'utilisation de la microfaune pour une étude comparative des paléo-environnements avec l'Atlantique (à l'aide des forages D.S.D.P. ; GUERIN, 1981).
- L'analyse des nodules de barytine présents à plusieurs niveaux de la série (ROSTAN, 1980 ; HITE-PRAT, 1982 ; PAILLERET, 1983).

- L'apport de la géochimie (ANDRIANIAZY, 1983) et la distribution horizontale et verticale des argiles particulièrement en séparant la diagénèse due à l'enfouissement et l'héritage sédimentaire (DECONINCK, 1984), mettant parfois en évidence des anomalies locales en chlorite dont l'interprétation reste encore difficile (FERRY et LEVERT, 1985).
- Les "bétons phosphatés" et les relations avec la plate-forme détritique et le bassin profond font l'objet des travaux en cours de DELAMETTE (1982, 1985) et RUBINO (1982, 1984 et 1985).
- L'étude des couches riches en matière organique suscite de nombreux développements (BEKIR, 1984 ; BREHERET, 1983, 1985a et b ; BREHERET et al., 1985 ; MACHHOUR et al., 1985).

Le support régional est indispensable car il fournit le matériel proprement dit de ce travail. Mais je dois souligner la perspective méthodologique qui l'a dès le début sous-tendu : la démarche systématisée par LOMBARD (1955) a transformé la vision naturaliste de la géologie sédimentaire en introduisant dans le raisonnement la notion de séquence, insufflant une certaine dynamique aux différentes paléogéographies ; l'analyse séquentielle a depuis lors servi d'outil logique pour définir les successions (horizontales et verticales) de dépôt caractéristiques d'environnements géographiques variés (BEAUDOIN, 1972 ; YAPAUDJIAN, 1972 ; DELFAUD, 1972 et 1974 ; COTILLON, 1974 ; MUTTI et RICCI LUCCHI, 1974 ; BEAUDOIN et al., 1975 ; ARNAUD et MONLEAU, 1979 ; ARNAUD, 1981 ; ... ).

L'analyse des processus de dépôt a considérablement progressé ces dernières années avec notamment l'introduction et le développement de la notion de courant de turbidite par KUENEN (1950, 1956, 1957, 1958) ; les séries détritiques à matériel essentiellement terrigène ont permis l'élaboration de modèles élémentaires (reconstitution expérimentale des figures sédimentaires, DZULINSKI et SANDERS, 1962 ; DZULINSKI, 1965 ; DZULINSKI et al., 1972 ; "la séquence" de turbidite,



BOUMA, 1962 ; les résultats expérimentaux, MIDDLETON, 1967 ; la séquence de slumping, BEAUDOIN, 1977 ; ... et synthétiques, MUTTI et RICCHI LUCCHI, 1974 ; NORMARK, 1978 ; WALKER, 1978, ... ).

Ces dernières années ont vu la prise en compte d'un facteur dont l'importance a longtemps été sous-estimée : la compaction des sédiments avec leur enfouissement progressif. Souvent évoquée par les auteurs, plus rarement quantifiée (CONYBEARE, 1967 ; MAGARA, 1968 ; PERRIER et QUIBLIER, 1974 ; RIEKE et CHILINGAR, 1974), elle déforme considérablement l'enregistrement sédimentaire. Afin de restituer celui-ci dans son intégralité, il est indispensable d'opérer une **décompaction**. Cette procédure, mise en oeuvre dans les compagnies pétrolières pour retrouver l'évolution des porosités et l'histoire des fluides, l'est encore rarement dans les travaux fondamentaux (BRUNET, 1981 ; BEAUDOIN et FRIES, 1983 ; PINOTEAU, 1985 ; BEAUDOIN et al., 1983, 1985 ; JOSEPH et al., 1986).

L'identification à toutes les échelles de la géométrie en trois dimensions des corps sédimentaires élémentaires et l'analyse dynamique de leur mise en place constituent, à partir de cet exemple du bassin subalpin à l'Apto-Cénomanién, un prolongement naturel de ces travaux. **Toutes les coupes ont donc été décompactées** selon les méthodes développées au Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris et vers lesquelles je renvoie le lecteur intéressé (\*) : les documents analytiques présentés dans ce travail (cartes isopaques, profils, blocs diagrammes, ... ) sont donc **en configuration de dépôt** (sauf mention explicite).

(\*) L'ensemble des données analytiques (estimation des recouvrements, épaisseurs de chaque séquence, chaque corps, ... ) a été rassemblé dans l'annexe I.

### III - LE BASSIN SUBALPIN AU MESOZOIQUE

Si la période charnière de l'Apto-Cénomanién est mal connue, l'histoire générale secondaire (et tertiaire) du bassin l'est mieux : la présentation générale suivante permettra de mieux situer le contexte géologique dans lequel s'inscrit cette étude. Le bassin subalpin représente la bordure occidentale, du domaine alpin. Au long du Mésozoïque (et du Cénozoïque), il a enregistré sous la forme de sédiments variés, un emboîtement de paléogéographies contrastées liées à la mobilité de son architecture gouvernée par une structuration profonde, sensiblement N.NE-S.SW (fig. 3).

Les dépôts mésozoïques, marins, essentiellement argilo-carbonatés, résultent de l'installation et du développement d'un bassin disparu à la fin du Crétacé. La tectonisation progressive au long du Cénozoïque a ensuite conduit à des déformations et des déplacements tangentiels importants (fig. 3).

#### 1. LA SERIE MESOZOIQUE ET LES GRANDES DISCONTINUITES

Les assises triasiques sont d'analyse difficile en raison de la rareté de leurs affleurements et de leur fréquente situation à la base des unités chevauchantes. On rappellera néanmoins qu'à un ensemble gréseux (discordant sur le Permien ou le Stéphanien) succèdent des faciès calcaréo-dolomitiques puis gypseux et argilitiques représentant par comparaison les termes habituels du Trias ("germanique") situés à l'Ouest du domaine "alpin".

Au-delà se développent des **faciès marins argilo-carbonatés** qu'il est possible de regrouper en trois grandes séquences (BEAUDOIN, 1980) séparées par des discontinuités majeures (fig. 4).



### 1.1 Les formations du Lias-Dogger

Le **Lias** et le **Dogger** (p.p.) sont représentés par une superposition de séquences de comblement (BEAUDOIN et al., 1975) montrant une évolution continue d'un faciès marneux (plate-forme externe) vers des calcarénites (encrinites). Les discontinuités qui les séparent sont marquées par des morphologies irrégulières relevant d'érosions et de dissolutions ; elles scellent une importante activité tectonique pendant la sédimentation. On notera qu'elles témoignent d'une profondeur réduite, puisqu'elles présentent par place des fentes de dessiccation (fig. 5).

Cette première séquence correspond ainsi à des faciès de plate-forme externe (se complétant vers le Sud, en domaine provençal, par des termes plus internes) qui marquent un équilibre global entre subsidence et sédimentation. Dans les termes supérieurs (Aalénien, Bajocien) apparaissent les premières manifestations des pentes (présence de turbidites, slumps, ...) peu avant un approfondissement brutal et l'installation d'un vrai domaine de bassin au Bathonien.

### 1.2 Du Bathonien au Barrémo-Bédoulien

Au passage Bajocien-Bathonien, ce type d'organisation fait brutalement place à un tout autre mode de dépôt. En effet cette seconde séquence, qui correspond à l'intervalle Bathonien/Barrémien-Bédoulien (\*), montre la prédominance des sédiments liés à l'action des pentes (BEAUDOIN, 1972 ; FERRY, 1976 ; BEAUDOIN, 1977 ; LE DOEUFF, 1977 ; JOSEPH, 1983). L'évolution générale conduit d'un pôle marneux des Terres Noires (Bathonien-Oxfordien) vers celui, calcaire, du Tithonique (première séquence), puis à un retour au faciès marneux (Valanginien) suivi d'une évolution régulière vers le pôle calcaire barrémo-bédoulien (seconde séquence) (fig. 4).

(\*) Cet intervalle peut se modifier en raison du diachronisme des discontinuités.

Sur les bordures, plate-formes jurassiennes et Vercors au Nord, domaine provençal au Sud, on enregistre de véritables discontinuités. Dans le bassin par contre, seules les surfaces inférieures et supérieures de cette grande séquence sont identifiables en tous points (discontinuités  $\Delta_1$  et  $\Delta_2$ ). Ces deux séquences sont en effet constituées de l'empilement de séquences d'ordre inférieur et de même polarité (marne  $\rightarrow$  calcaires) reflétant la progradation des plates-formes, dont l'extension maximale est atteinte au Tithonique/Berriasien (faciès purbeckien au Nord, calcaires blancs au Sud) et au Barrémien/Bédoulien (faciès urgonien). Une chronologie et une lithostratigraphie détaillées assurent des corrélations séquence à séquence entre les bordures et le bassin (ARNAUD, 1981 ; ARNAUD-VANNEAU et al., 1982 ; JOSEPH, 1983 ; JOSEPH et al., 1985 ; CLAVEL et al., 1986 ; fig. 6).

La paléogéographie montre durant cette période une assez grande pérennité tandis que les phénomènes gravitaires (slumpings, turbidites) assurent un transfert des sédiments en direction des zones basses, notamment par l'intermédiaire des zones de transit que sont les canyons sous-marins (BEAUDOIN et FRIES, 1984).

### 1.3 De l'Aptien au Sénonien

A partir de l'Aptien, on assiste à une évolution qui mène des faciès sombres (Aptien-Abien) aux termes calcaires du Crétacé supérieur (Turonien-Sénonien). Cette tendance s'accompagne de discontinuités que manifestent des failles synsédimentaires, des lacunes, voire des plissements contemporains se traduisant par de véritables discordances internes : à la base du Turonien (PORTHAULT, 1974) et pendant le Sénonien (plis anté-sénoniens du Dévoluy et du Bochain, FLANDRIN, 1966 ; PORTHAULT, 1974).



## 2. DE LA NAISSANCE A LA DISPARITION DU BASSIN SUBALPIN

L'organisation précédente reflète l'évolution tectonique du domaine alpin durant cette période. Plusieurs modèles tentent aujourd'hui de retracer l'évolution du domaine alpin depuis l'aube du Secondaire jusqu'au Quaternaire (LE PICHON et al., 1971 ; DEWEY et al., 1973 ; BIJU-DUVAL et al., 1977 ; LAUBSCHER et BERNOUILLI, 1977 ; TAPPONNIER, 1977 ; JENKYNS, 1979 ; BERNOUILLI et LEMOINE, 1980 ; ... ). En dépit de divergences d'interprétation parfois notables, ils s'accordent tous sur un schéma articulé en trois phases principales :

- A la fin du Trias la Téthys ligure s'individualise sous l'action d'une tectonique distensive de rift orientée sensiblement E-W. Le rifting dure tout le Lias et s'achève dans le Dogger (première séquence).
- A ce moment les contraintes se relâchent sur la marge européenne avec le début de l'accrétion océanique plus à l'Est, où va se concentrer l'activité distensive : le rifting cesse sur la marge européenne sur laquelle succède une subsidence essentiellement thermique (BRUNET et al., 1985). Parallèlement, les faciès de bassin atteignent leur extension maximale (Terres Noires) avant que le comblement ne se dessine avec la progradation des plate-formes. Le début de l'accrétion océanique dans le proto-Océan Atlantique Sud modifie l'évolution de l'océan ligure (deuxième séquence).
- A partir de l'Aptien, l'accrétion océanique débute dans la zone du futur Océan Atlantique Nord et la cinématique des plaques ibérique et apulo-adriatique se trouve considérablement modifiée. Dans les régions subalpines ces modifications se traduisent par une compression à composante N-S (plis E-W du Dévoluy, émergence de l'isthme durancien) qui en s'accroissant, conduira à la fermeture du bassin marin (troisième séquence).

Tout au long de cette histoire l'architecture du bassin reste d'abord gouvernée par des traits structuraux profonds (NS et NE-SW) ancrés dans le bâti hercynien : ceux-ci (failles cévenoles, faille de Nîmes, de la Durance, etc.) ont contrôlé au Mésozoïque (et au Cénozoïque) les paléogéographies et paléotopographies, pérennisant des zones hautes et basses (talus cévenol, sillon de Buëch, zone haute du Verdon, ... ).



## B - ANALYSE SEQUENTIELLE DE L'APTO-CENOMANIEN

La série apto-cénomaniennne correspond à la partie basse de la grande séquence (marne → calcaire) qui achève le cycle crétacé du bassin : l'ensemble apto-albien est essentiellement marneux tandis que les alternances marno-calcaires caractérisent plutôt le Cénomanienn.

En dépit de considérables variations d'épaisseur (dans un facteur de 1 à 10) et de sensibles variations de faciès (marnes - marno-calcaires - grès ... ) on peut découper cette série en séquences identifiables dans les différents points du bassin, grâce aux discontinuités sédimentaires observées sur le terrain.

Celles-ci s'expriment de différentes manières :

- La principale est une rupture lithologique, comme le passage brutal des calcaires barrémo-bédouliens aux marnes ou d'un faisceau marno-calcaire à des marnes sans niveau repère.
- Elles témoignent d'érosion et/ou de lacune.
- Elles scellent une importante activité tectonique.
- Certains minéraux leur sont associés (glauconie, pyrite, barytine, ...).
- Les équilibres biologiques sont modifiés (évolution, disparition, renouvellement de la faune, milieux confinés, ...).

En s'appuyant sur ces ruptures, ces discontinuités, sur une analyse détaillée de la microfaune, des assemblages argileux, des corrélations banc par banc à travers le bassin, une analyse séquentielle a été menée, intéressant l'ensemble de la série apto-cénomaniennne.



## I - LES SEQUENCES APTIENNES

L'examen de différentes coupes (Beudinard, Serres-Chaitieu, Sisteron, ... ) permet de dénombrer cinq discontinuités dans la série aptienne, la découpant en quatre séquences notées B, G, K<sub>1</sub> et K<sub>2</sub> (fig. 7).

B - La séquence B est limitée à sa base par la rupture lithologique majeure entre les calcaires barrémo-bédouliens et les marnes (discontinuité  $\Delta_2$ ) et, à son sommet par un changement de couleur très net : à des marnes gris très clair au débit conchoïdal succèdent des marnes plus sombres, légèrement plus feuilletées.

Un niveau de sapropel S<sub>1</sub> (marnes très feuilletées, à débris de poissons et ammonites écrasées, présentant une forte teneur en carbone organique) est intercalé dans la moitié inférieure, quelques mètres sous un faisceau marno-calcaire très clair, dont tous les bancs ont été corrélés dans l'ensemble du bassin (\*) (faisceau du "niveau blanc" NB).

G - La séquence G correspond à une longue vire marneuse s'enrichissant très légèrement en bancs calcaires vers son sommet. Dès le changement de couleur précédent, la pyrite, jusqu'ici rare, devient très abondante ; la barytine est présente sous la forme de quelques nodules pluricentimétriques. Trois niveaux enrichis en matière organique sont également présents (S'<sub>1</sub>).

(\*) Le lever au 1/50<sup>e</sup> de la partie haute de la coupe stratigraphique du Bédoulien située en Provence (gare de Cassis) et, l'analyse de la microfaune dans quelques échantillons prélevés à cette fin, y suggère la présence du faisceau du "niveau blanc" (cf. fig. 12, p. ).

La discontinuité sommitale se manifeste diversement selon les endroits : lacune d'une zone (microfaune) ; présence de structures calcaires d'origine diagénétique (columnaires) avec des cristallisations septariennes remplies de calcite et de barytine ; de niveaux sableux très glauconieux ; d'un niveau centimétrique d'argiles plastiques tranchant sur des marnes encaissantes très carbonatées.

K<sub>1</sub> - Au-delà de cette discontinuité se développe le faisceau marno-calcaire clansayésien. Ses bancs calcaires serrés forment une corniche de 5 à 10 m (exceptionnellement 30 m voire davantage, secteur de Bourdeaux) ; très caractéristiques avec une cassure claire, des bioturbations abondantes assez sombres, parfois riches en ammonites, **ils sont corrélables un par un, sur l'ensemble du bassin.**

K<sub>2</sub> - L'ensemble K<sub>1</sub> relativement carbonaté cède la place à une unité marneuse d'une quarantaine de mètres, dans laquelle s'intercalent quelques bancs calcaires également corrélés (un peu plus serrés au sommet qu'à la base) et qui achève la série aptienne (séquence K<sub>2</sub>). Un niveau feuilleté sombre S''<sub>1</sub> [niveau JACOB, BREHERET (1983 et 1985a, b) riche en matière organique, en ammonites et débris de poissons] est à nouveau présent à la base de la séquence. Un assombrissement très net des marnes marque sa limite supérieure ; on remarque également la disparition des bancs calcaires et des nodules de barytine abondants dans K<sub>2</sub>.



## II - L'ORGANISATION DES FACIES ALBIENS

Le découpage est relativement aisé dans le secteur de Sisteron où plusieurs coupes sont très bien corrélées (Bevons, La Sauzette, Salignac, Vilhosc, Les Paulons). Chaque séquence débute par une vire marneuse plus ou moins épaisse (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres) dans laquelle s'intercalent quelques turbidites gréseuses, puis les bancs calcaires apparaissent, se resserrant vers le haut jusqu'à former une véritable corniche, souvent grésoglaucconieuse, cartographiable sur plusieurs kilomètres (Vilhosc-Salignac ; Aubignosc-Les Paulons-Montfort).

Sept séquences ont pu ainsi être individualisées, numérotées de A<sub>1</sub> à A<sub>7</sub> (fig. 8). Trois niveaux riches en matière organique ont été observés dans le bassin : S<sub>2</sub>, à la base de A<sub>1</sub> a été identifié sur l'ensemble de la marge alpine (niveau PAQUIER, BREHERET, 1983 et 1985a et b) ; S'<sub>2</sub>, à la base de A<sub>2</sub> (niveau LORY, BREHERET, 1983) et S<sub>3</sub>, à la base de A<sub>7</sub>.

Les séquences A<sub>2</sub> et A<sub>3</sub> sont remarquables par les possibilités de corrélation : sur un triangle équilatéral de 10 km de côté situé au Sud de Sisteron, une série de plus de 100 m de puissance a pu être corrélée banc par banc.

## III - LES SEQUENCES CENOMANIENNES

Trois facteurs contribuent à rendre particulièrement complexe l'analyse séquentielle du Cénomaniens subalpin :

- **Des variations considérables d'épaisseur** (de 150 à 1 000 m) et de faciès (marno-calcaires, calcaires gréseux) d'une coupe à l'autre ;

- **Des difficultés d'ordre stratigraphique** (raréfaction de la macrofaune dans le Cénomaniens supérieur et précision insuffisante par la microfaune) ;

- **La discordance des termes sus-jacents** (Turonien à Sénonien).

Compte tenu de ces réserves, la série de Sisteron, très bien exposée, apparaît comme la mieux adaptée pour définir le découpage séquentiel de référence. Huit séquences y ont ainsi été répertoriées, numérotées de C<sub>1</sub> à C<sub>8</sub> (fig. 9).

Ces séquences sont analogues à celles de l'Albien de la même région : chacune d'elles débute par une vire marneuse, puis les bancs calcaires apparaissent et se resserrent vers le haut, soulignés par une plus grande concentration en glauconie. Un banc épais ou une corniche grésoglaucconieuse marque le sommet des séquences C<sub>2</sub>, C<sub>5</sub> et C<sub>6</sub> suggérant une hiérarchisation des discontinuités intra-cénomaniennes.

Dans le domaine de bassin (Hyèges, La Sapée, Montmorin) les discontinuités sont moins nettes ; elles se traduisent par une transition rapide depuis des bancs calcaires serrés vers des niveaux calcaréo-marneux espacés.

Au-dessus de cette série marno-calcaire intervient une rupture sédimentaire majeure marquée par l'installation brutale des calcaires attribués au Turonien (PORTHAULT, 1974) qui constituent la base de la falaise du Crétacé supérieur. Cette discontinuité est soulignée en de nombreux points du bassin par la présence d'une formation détritique grossière (grès de Venterol, conglomérat des Gâs, ...), de lacunes importantes, voire d'une discordance angulaire.



La série apto-cénomaniennne a ainsi été subdivisée en 19 séquences (fig. 10). Cette analyse séquentielle sera notre fil d'Ariane dans la suite de ce mémoire constitué de quatre parties :

- **L'étude biostratigraphique** détaillée précisera l'âge de ces séquences, tout en mettant en relation les évolutions faunistique et séquentielle et les paléo-environnements.
- **La restitution des paléogéographies** permettra d'appréhender la constitution, l'évolution verticale et la répétitivité de ces séquences ainsi que l'agencement des corps sédimentaires.
- **L'analyse de la tectonique synsédimentaire et de la fracturation associée** apportera des indications à propos de leur disparition, de leur répétitivité et de leur hiérarchie.
- **Une approche de leur signification locale et/ou globale** devra enfin intégrer les données précédentes et les résultats de plusieurs techniques d'analyse (rayons X, géochimie des éléments majeurs, des traces et des isotopes ; matière organique, ... ).

## **- DEUXIEME PARTIE -**

### **LES DONNEES FAUNISTIQUES**

#### **A - ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES**

- I. L'APTIEN
- II. L'ALBIEN
- III. LE CENOMANIEN

#### **B - AGES ET VARIABILITES DES SEQUENCES**

#### **C - MICROFAUNE ET PALEOENVIRONNEMENT**

- I. UN ESSAI DE TRAITEMENT STATISTIQUE
- II. EVOLUTION DE LA MICROFAUNE : ANALYSE SEQUENTIELLE ET PALEOENVIRONNEMENTS



## A - ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES

Ce travail n'aurait jamais pu voir le jour sans un important support paléontologique. Je tiens donc à remercier ici une nouvelle fois tous les spécialistes qui ont consacré jusqu'à plusieurs heures pour déterminer un matériel difficile et m'ont reçu toujours avec une grande gentillesse malgré mes récriminations lorsque le résultat n'était pas à la hauteur de mes espérances : Messieurs BUSNARDO, DELAMETTE, DESTOMBES, JUIGNET et THIEULOY pour les ammonites ; Monsieur SORNAY pour les inocérames ; Madame et Monsieur BIZON pour les foraminifères.

Au sein de la série apto-cénomaniennne dont la puissance peut dépasser 1 800 m, la macrofaune est peu fréquente, localisée dans des horizons précis :

- Les puissants ensembles marneux (jusqu'à 200 m) livrent une faune d'ammonites pyriteuses (Gargasien, Albien supérieur, Vraconien supérieur) ou carbonatées (Clansayésien, Albien inférieur et supérieur). Ces horizons, souvent caractéristiques, sont cependant restreints verticalement, n'intéressant que quelques mètres de sédiment dans une coupe.
- Ammonites et/ou inocérames sont abondants dans certains faisceaux calcaires : deux ou trois bancs du faisceau clansayésien, l'Albien moyen (à Sisteron) et supérieur, le Cénomanienn inférieur et moyen.

Ce matériel hétérogène a été d'emblée complété par des prélèvements de marnes afin d'en déterminer le contenu microfaunistique. Partant des zonations de MOULLADE (1966 et 1974), PORTHAULT (1974), SIGAL (1977) établies précisément à partir de travaux effectués dans le bassin subalpin, le maillage fut à l'origine assez lâche (un échantillon tous les 20 à 30 m) ; mais rapidement il fallut se rendre à l'évidence de la complexité des problèmes (limites Bédoulien-Gargasien, Clansayésien-Albien inférieur, identification de l'Albien moyen) : la plupart des coupes ont dès lors été échantillonnées avec une maille comprise entre 5 et 10 m, pouvant descendre



localement jusqu'à 50 cm, voire moins (!) Près de 2 000 échantillons auront ainsi été déterminés par Madame et Monsieur BIZON constituant une source exceptionnelle de données biostratigraphiques et paléoécologiques.

## I. L'APTIEN

### 1. LES ZONES D'AMMONITES

Depuis la magistrale révision de M. BREISTROFFER en 1947 et le rattachement définitif depuis le Colloque sur la stratigraphie du Crétacé inférieur (1965) du Clansayésien à l'Aptien, ce dernier est subdivisé en trois sous-étages : le Bédoulien, le Gargasien et le Clansayésien.

Plusieurs propositions de zonations se sont succédées depuis la fin du siècle dernier. Les plus récentes ont été regroupées dans le tableau 1 :

- L'échelle de CASEY (1961) établie lors de son important travail sur le Lower Greensland (Grande-Bretagne).
- Le découpage adopté lors du Colloque sur le Crétacé inférieur (1965) avec le détail de la zonation du Clansayésien (d'après BREISTROFFER, 1947).
- La zonation proposée dans la Synthèse Géologique du Sud-Est de la France (1984) par THIEULOY et BUSNARDO ; ce dernier achève les travaux sur l'établissement d'un nouveau stratotype de l'Aptien.
- La proposition très récente de CONTE (1985), suite à ses récoltes dans le Gard (S.E. France) : le Gargasien serait alors divisé en trois zones, à *martinoides*, *subnodosocostatum* et *nuffieldensis*.

La plupart des études ayant porté sur les séries subalpines ont le plus souvent repris ou retrouvé partiellement le découpage du Colloque de 1965 ou celui, très proche, de la Synthèse du Sud-Est (THOMEL, 1960 et 1964 ; COTILLON, 1971 ; GIROUD d'ARGOUD, 1975 ; LE GOC, 1977 ; RAGAZZI, 1982).

Mes récoltes, étudiées par P. DESTOMBES (pour le Clansayésien) et R. BUSNARDO dans le cadre de son travail sur le stratotype de l'Aptien, ont permis d'apporter quelques précisions mais soulèvent d'autres problèmes (tableau 1).

L'identification du Bédoulien et de sa limite avec le Gargasien a toujours présenté des difficultés dans le domaine subalpin en raison du manque d'ammonites. Le Bédoulien, essentiellement daté dans les calcaires sous-jacents aux "marnes bleues", a été fréquemment regroupé dans les cartes géologiques avec les calcaires du Barrémien, la limite entre les deux étages ayant été confondue avec la rupture lithologique. Des ammonites bédouliennes ont cependant été mentionnées à chaque fois dans un "calcaire marneux schistoïde" qui est de fait le niveau blanc) situé quelques mètres au-dessus des calcaires bédouliens : *Costidiscus recticostatus* d'ORB., *Lytoceras phestus* MATH., *Puzosia matheroni* d'ORB., *Ancyloceras cf matheroni* d'ORB. (BUSNARDO, coupes d'Angles et de Combe Lambert, in Colloque sur le Crétacé inférieur, 1965 ; MOULLADE, coupe de Serres Chaitieu, 1966).

Je n'ai personnellement récolté dans le niveau blanc qu'un *Melchiorite* sans intérêt stratigraphique, et plusieurs exemplaires de *Procheloniceras* sp. dans le niveau de sapropel S<sub>1</sub> indiquant un âge bédoulien probable. En effet, leur position exacte dans la coupe-type de La Bédoule n'est pas connue (\*) ! J'ai donc conservé pour ce sous-étage le découpage indiqué dans la Synthèse Géologique du Sud-Est de la France (1984) établie par BUSNARDO à partir de cette coupe-type (tableau 1).

(\*) Plusieurs exemplaires de *Procheloniceras* viennent d'être récoltés à une dizaine de mètres sous le faisceau de bancs calcaires bédouliens supposés par moi comme étant ceux du niveau blanc ; leur découverte confirme cette hypothèse (BUSNARDO, communication orale, cf. fig. 12, p. )



Le Gargasien est caractérisé par la présence de nombreux individus pyriteux mais de petite taille (quelques centimètres au plus). Leur induration s'opérant en surface, ils sont soumis aux intempéries et donc à des glissements actuels fréquents. L'échantillonnage des coupes dans un but stratigraphique doit donc être très soigné afin d'éviter au maximum les mélanges de faune.

Le Gargasien basal a été bien identifié avec la présence d'*Aconeceras nissus* (d'ORB.), *Gargasiceras gargasense* (d'ORB.), *Salfeldiella guettardi* (RAPS.), *Dufresnoya dufresnoyi* (d'ORB.), etc., dans un horizon fossilifère peu épais. Au-dessus les récoltes sont beaucoup plus ponctuelles : *Jauberticeras jauberti* (d'ORB.), *Uhligella sequenzae* indiquent un Gargasien élevé sans plus de précision. Je n'ai pas trouvé *Chelonicerias subnodosocostatum* (SINSZOW), mais j'ai par contre ramassé près de Saint-André-des-Alpes un exemplaire de *Parahoplites cf. nuttfeldensis* (SOW.). La présence de cette espèce (la première signalée dans le domaine bassin) confirme les observations de CONTE (1985) sur la bordure ouest du bassin (Gard) et remet en cause la zonation française de l'Aptien.

Je suivrai donc l'opinion de CONTE en introduisant dans le Gargasien une zone à *nuttfeldensis* intercalée entre la zone à *subnodosocostatum* et la zone à *jacobi* (Clansayésien) ; l'ammonite récoltée à Saint-André-Les-Alpes appartient sans doute à la partie inférieure de cette nouvelle zone.

Des études complémentaires dans le bassin permettront sans doute de préciser la succession des faunes de l'Aptien supérieur ; les travaux récents de DEMAY et THOMEL (1986) permettent même d'espérer un découpage beaucoup plus fin que les précédents.

Le Clansayésien est, quant à lui, bien identifié par de nombreux *Hypacanthoplites* : *Hypacanthoplites jacobi* (COLLET), *H. cf. elegans* FRITEL, *H. spath.* DUTERTRE, *H. nolanissimilis* BREISTROFFER, de la sous-zone supérieure à *jacobi* ; par contre les formes de la sous-zone inférieure sont plus rares (*H. cf. Nolani* SEUNES). La prédominance dans le bassin subalpin de cette faune à *Hypacanthoplites*

[dite d'Algermissen-Vöhrum, bassin de Hanovre, Allemagne du Nord] soulignée par BREISTROFFER (1947) et COTILLON (1971) manifeste le caractère très cosmopolite de ce genre, que l'on retrouve jusqu'à Madagascar.

Le matériel récolté est donc insuffisant (non détermination d'une zone) et surtout très discontinu : ainsi entre le niveau daté de la base de la zone à *nuttfeldensis* et les premières ammonites clansayésiennes l'épaisseur de série non caractérisée atteint en moyenne quelques dizaines de mètres et peut dépasser 100 m ! Pour pallier cette imprécision il faut alors nous tourner vers la microfaune.

## 2. LA MICROFAUNE

La séquence aptienne est bien caractérisée par une microfaune planctonique abondante et diversifiée. La présence de plusieurs marqueurs à durée de vie brève permet un découpage fin en zones et sous-zones (\*) qui, calé avec la distribution des ammonites, permet d'établir une biozonation de l'Aptien subalpin (tableau 2). La nature des biozones proposées tient compte des recommandations exposées dans le guide d'HEDBERG (1976) (fig. 11).

On obtient ainsi une zone à *blowi* (P.R.Z.), une zone à *cabri* (T.R.Z.), une zone à *ferreolensis* (I.Z.), une zone à *algeriana* (I.Z.), une zone à *trocoldea* (I.Z.) et enfin une zone à *bejaouensis* (I.Z.) scindée en deux par la présence ou l'absence de *Pleurostomella subnodosa* REUSS.

Trois remarques peuvent être faites quant à l'identification de certaines formes planctoniques rencontrées :

(\*) On retrouvera dans les coupes données en annexe, la position et le numéro des prélèvements ; en face de chaque échantillon, les principaux marqueurs planctoniques et benthiques déterminés ont été reportés.



- *Schackoïna cabri* SIGAL et *Schackoïna pustulans* BOLLI ont été différenciées dans plusieurs coupes par le développement à certains niveaux des ampoules rapprochant *Schackoïna cabri* SIGAL des *Leupoldina* de Trinidad. J'ai cependant conservé la dénomination de "zone à *cabri*" même si elle n'a pas toujours été déterminée spécifiquement.
- Une forme à sept loges assimilable à *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULL.) a été rencontrée dans l'extrême sommet de la zone à *cabri*. Cette situation est exceptionnelle, les premières *g. ferreolensis* (MOULL.), encore très rares à ce niveau, ne s'observent qu'après l'extinction des schakoïnes.
- Le caractère de *Ticinella* (ouvertures ombilicales supplémentaires) des "*bejaouensis*" n'a pratiquement jamais été observé, en dépit de la multiplication des tris et des nettoyages aux ultras-sons. Pour cette raison et dans un souci d'honnêteté vis-à-vis des futurs déterminateurs, je crois préférable, en accord avec Madame BIZON, d'adopter la dénomination d'*Hedbergella bejaouensis* plutôt que celle de *Ticinella bejaouensis*. Elle se différenciera d'*Hedbergella trocoidea* (SIG.) par la présence d'au moins une loge supplémentaire (9 contre 8). On retrouvera la même difficulté avec *Hedbergella rischi* MOULLADE et *Ticinella primula* LUTERBACHER dans l'Albien.

### 3. BIOZONATION DE L'APTIEN

Cette répartition des foraminifères, en dehors de toute attribution chronologique, est analogue à celle des auteurs ayant travaillé dans cette région (MOULLADE, 1966 et 1974 ; COTILLON, 1971 ; SIGAL, 1977 ; Synthèse Géologique du Sud-Est de la France, 1984).

Le rapprochement entre cette échelle et la distribution observée des ammonites d'une part, et la comparaison avec la coupe du stratotype du Bédoulien d'autre part, conduisent à une meilleure biostratigraphie de l'Aptien subalpin.

Afin de préciser la limite Bédoulien-Gargasien dans le bassin subalpin, j'ai visité la coupe du stratotype du Bédoulien près de la gare de Cassis. Les observations de terrain m'ont alors permis de reconnaître dans sa partie sommitale (ensembles 5 et 6, FABRE-TAXY et al., in Colloque sur le Crétacé inférieur, 1965) le faisceau du niveau blanc : le lever à l'échelle du 1/50 comparé à celui daté par ammonites de R. BUSNARDO a confirmé l'âge bédoulien, apportant même un certain raffinement avec l'identification des trois sous-zones à *hambrovi*, *grandis* et *bowerbanki* (fig. 12). Cette comparaison explique les récoltes de faune bédoulienne dans le "calcaire marneux schistoïde" de la base des marnes, effectuées voici plus de 20 ans ; elle prédisait de plus la position vraisemblable des "*Procheloniceras*" à La Bédoule : situés dans le sapropel S<sub>1</sub> quelques mètres sous le niveau blanc, ceux-ci devraient être présents dans la zone actuellement masquée (une dizaine de mètres). Ils viennent effectivement d'y être récoltés (BUSNARDO, communication orale).

La limite avec le Gargasien correspond à l'apparition d'une abondante faune pyriteuse, quelques mètres au-dessus du banc à *Tropaeun bowerbanki* (SOW.).

Revenant alors à la biozonation de l'Aptien on peut identifier plusieurs zones avec la microfaune, dont certaines ne sont malheureusement pas calées par les ammonites :

- La partie basse des marnes, sous le niveau blanc, datée de la zone à *blowi* est incluse dans la zone d'ammonites à *hambrovi* ;
- *Schackoïna cabri* SIGAL apparaît ensuite, donc dès le Bédoulien supérieur, contrairement à ce qu'écrivait MOULLADE (1966), mais en accord avec les observations de TRONCHETTI à La Bédoule (1981). Elle



se poursuit dans le Gargasien et son extinction coïncide à peu près avec le sommet de la zone à *martinoides*. Outre le Gargasien basal, la zone à *cabri* recouvre donc une partie de la zone à *hambrovi* et les zones à *grandis* et *bowerbanki*.

- Les zones à *ferreolensis* et *algeriana* correspondent à un Gargasien "moyen" mal identifié (zone à *subnodosocostatum*?).

- La zone à *trocoïdea* coïncide sans doute avec la zone à *nutfieldensis*.

- La zone à *bejaouensis* est datée toute entière du Clansayésien par la découverte de plusieurs niveaux fossilifères très haut dans la zone, et même peu après son extinction. Je ne puis donc pas considérer, contrairement à MOULLADE (1966, 1974) et SIGAL (1977), mais en accord avec COTILLON (1971) et CARON (communication orale), que l'apparition de *Pleurostomella subnodosa* REUSS caractérise la base de l'Albien.

La limite inférieure du Clansayésien n'est pas déterminée en l'absence de fossiles.

- La discontinuité située au sommet de  $K_2$ , outre un changement de lithologie (rares alternances marno-calcaires  $\rightarrow$  calcaires sans niveau repère) et de couleur (claire  $\rightarrow$  sombre) a été également enregistrée par la microfaune (sommet de la zone à *bejaouensis*).

En effet dans tout le bassin, elle se traduit par une disparition massive du plancton et en particulier des grands marqueurs planctoniques *Hedbergella trocoïdea* (GAND.) et *Hedbergella bejaouensis* (SIG.). Le terme de disparition n'est pas tout à fait correct : le plancton est toujours présent mais de très petite taille (inférieure à 63  $\mu$ , limite habituelle du tamisage), échappant ainsi aux investigations. Par contre, le benthos reste diversifié avec toujours *Pleurostomella subnodosa* REUSS et *Osangularia sp. aff. brotzeni* (GAND.) apparues au milieu du Clansayésien.

La limite Clansayésien-Albien bien qu'imparfaitement déterminée, se situe au-dessus de cette discontinuité : en effet un niveau de shales très fissiles à la base de la séquence  $A_1$  a livré une faune abondante de la zone à *jacobi* (*H. elegans* FRITEL, *H. jacobi* (COLLET), ... DELAMETTE, communication orale). La discontinuité  $K_2/A_1$  se situe donc dans l'extrême sommet de la zone à *jacobi*, en accord avec les données recueillies dans les Alpes septentrionales (DELAMETTE, travail en cours).

## II. L'ALBIEN

### 1. LA MACROFAUNE

Contrairement au Sud de l'Angleterre et au Bassin de Paris, le bassin subalpin est relativement pauvre en ammonites albiennes : quelques formes dans l'Albien supérieur s.l. (*Mortonicerias sp.*, *Anisoceras sp.*, *Hysterocheras sp.*, ...) et inférieur (*Hypacanthoplites trivialis* BREISTR., *Leymeriella tardefurcata* LEYM., ... issues le plus souvent d'un seul niveau, le sapropel  $S_2$ ), aucune dans l'Albien moyen. Ce dernier point est très souvent souligné par les auteurs (BREISTROFFER, 1937 et 1939 ; MOULLADE, 1966, ...) ; ainsi MOULLADE écrit-il en 1966 : "sur le plan paléontologique, de même que mes prédécesseurs, il ne m'a jamais été possible de découvrir en fosse vocontienne la moindre ammonite permettant d'identifier l'Albien moyen."

S'il est vain d'espérer un découpage aussi fin que dans l'Aube, le Boulonnais ou le Sud de l'Angleterre (BREISTROFFER, 1947 ; CASEY, 1961 ; DESTOMBES P. et J.P., 1965 ; DESTOMBES P., 1979 ; ROBASZYNSKI et al., 1980, ... ; tableau 3), les travaux récents montrent cependant que des progrès peuvent être accomplis (DELAMETTE, 1982 et travaux en cours).

Le détail des faunes recueillies dans l'Albien subalpin au cours de cette étude est consigné dans la dernière colonne du tableau 3 :



- Dans l'Albien inférieur seul le sapropel S<sub>2</sub> a fourni une faune de la zone à *tardefurcata* ; j'ai également recueilli à Hyèges un exemplaire de *Douvilleceras* sp. forme juvénile (Albien inférieur à base de l'Albien moyen) (\*) ;
- L'Albien moyen est en fait très peu épais et dépourvu de faune (DELAMETTE y a cependant récolté quelques ammonites de la zone à *dentatus*) dans tout le bassin ; à Sisteron (un des rares endroits où la série soit dilatée il livre de rares *puzosias* indéterminables et de nombreux inocérames : *Inoceramus concentricus* PARK., *Inoceramus* cf. *anglicus* WOODS.
- L'Albien supérieur est le plus riche en macrofaune ; à Sisteron, sa limite inférieure est marquée par l'apparition d'*Inoceramus sulcatus* PARK. et de *Mortoniceras* sp. Des formes très variées ont été récoltées mais dans un état de conservation médiocre : *Hysterocheras* sp., *Hamites* sp., *Mortoniceras* sp., *Anisoceras* sp., *Ostlingoceras* sp., ...

## 2. LA MICROFAUNE

Au travers de l'analyse de la microfaune, deux grands ensembles s'individualisent au sein de l'Albien subalpin :

- Le premier correspond à l'Albien inférieur et moyen ; le plancton y est assez primitif, de petite taille, peu diversifié, peu spécialisé (absence de formes carénées).

(\*) DELAMETTE a également recueilli des *Leymeriellides* proches des *Proleymeriella* (Albien inférieur basal) connues seulement dans le bassin de Hanovre.

- Le second recouvre l'Albien supérieur *sensu lato* Il voit l'apparition de grandes formes, évoluées, parfois carénées (*Rotalipores*) ; le plancton se diversifie rapidement permettant ainsi un découpage fin et aisé en zones et sous-zones. Cette situation se maintiendra dans le Cénomanién.

Dans cette dernière unité, se retrouvent les marqueurs habituels de l'Albien supérieur *s.l.* : *Ticinella breggiensis* (GAND.), *Rotalipora ticinensis* (GAND.), *Planomalina buxtorfi* (GAND.), *Rotalipora appenninica* (RENTZ.) et *Schackoina moliniensis* REICH. Ils caractérisent les cinq principales zones reconnues (MOULLADE, 1966 et 1974 ; COTILLON, 1971 ; SIGAL, 1977 ; ... ). On notera l'apparition à sa base de deux petites formes planctoniques : *Guembelitria* sp. et *Heterohelix* sp. (tableau 4).

Les travaux antérieurs sur la microfaune albienne (MOULLADE, 1966 et 1974 ; COTILLON, 1971 ; SIGAL, 1977 et 1978 ; ROBASZYNSKI et al., 1980, ... ) mettent nettement en évidence les difficultés d'un découpage fin de l'Albien inférieur et moyen. Contrairement à l'Albien supérieur, deux ou trois espèces seulement sont mentionnées (*Hedbergella planispira* (TAPP.), *Hedbergella aff. rischi* MOULL., *Ticinella primula* LUTER.) de détermination difficile (cas des Ticinelles) ou d'extension trop importante (*Hedbergella planispira* (TAPP.) est présente jusque dans le Cénomanién !).

Un long et minutieux travail de révision, étendu par la suite à l'Aptien a été alors entrepris (\*).

La méthode employée et les résultats obtenus seront présentés en détail dans le chapitre suivant. Ils seront succinctement esquissés ici afin de préciser la biozonation de l'Albien.

(\*) Je remercie tout particulièrement Madame BIZON qui a eu la gentillesse d'effectuer cette révision.



Dans l'intervalle considéré le plancton est essentiellement composé d'hedbergelles caractérisées par leur nombre de loges au dernier tour de spire (de 4 à 8) et leur diamètre. Elles ont été regroupées en deux familles et six classes : les hedbergelles à face convexe (première famille) à 4, 5, 6 et 7 loges ; les hedbergelles à face plane (deuxième famille) à 7 et à 8 loges.

Pour chaque échantillon on a identifié (ou non) des éléments de chaque famille et de chaque classe ; on a ensuite dans la population de chaque classe représentée, mesuré le diamètre maximum observé.

A partir de ces paramètres une analyse verticale, dans chaque coupe, et horizontale, comparaison coupe à coupe, a été menée [cinq coupes de référence ont été choisies : Hyèges, Montmorin, Palluel, Le Puy et La Sauzette] avec l'aide de plusieurs horizons "repères" particuliers qui constituent : la disparition du plancton à la base de A<sub>1</sub>, la présence de calcisphères, d'un plancton plus abondant ; la localisation du sapropel S<sub>2</sub> ; la présence de "*Gyroïdina*" *gyroïdinaeformis* ; l'apparition de nombreux prismes d'inocérames, de languettes ombilicales chez les hedbergelles ; la présence de *Dorothia oxycona* (REUSS), du sapropel S<sub>2</sub>, enfin d'*Arenobulimina* sp.

Les corrélations coupe à coupe démontrent clairement le caractère stratigraphique de ces repères. De plus, l'évolution verticale du plancton révèle un développement progressif de celui-ci (tableau 5) :

- Dès la disparition des calcisphères, les formes à 6 loges (première famille) et à 7 loges (deuxième famille) apparaissent et/ou grandissent brutalement. Le plancton jusque-là très rare devient beaucoup plus abondant.
- Avec le sapropel S<sub>2</sub>, les hedbergelles à 4 et 5 loges atteignent un diamètre maximum avant une stabilisation voire une décroissance de celui-ci ; par la suite ces petites formes ne subsistent que localement.

- Avec les débris d'inocérames apparaissent sporadiquement les hedbergelles à 7 loges de la première famille, tandis que les formes à 8 loges à face plane (deuxième famille) ne seront présentes qu'à partir du niveau à *Dorothia oxycona* (REUSS.).
- Les grandes formes à 6 et 7 loges (première famille, 7 et 8 loges (deuxième famille) dominant alors le plancton jusqu'à la base de l'Albien supérieur marquée par l'apparition des ticinelles [*Ticinella primula* LUT. et *Biticinella breggiensis* (GAND.)], **hedbergelles à 8 loges de la première famille** avec des ouvertures ombilicales.

Le calage de cette échelle avec la macrofaune récoltée sur le terrain permet alors d'établir une biozonation assez précise de l'Albien subalpin (tableau 5).

L'Albien inférieur et moyen (*pro parte*) sont ainsi subdivisés par les "repères" qui constituent autant de niveaux stratigraphiques. Quelques hedbergelles peuvent être déterminées, par exemple *Hedbergella planispira* (TAPP.) ou *Hedbergella rischi* MOULL. ..., mais ces formes planctoniques primitives ont une grande extension verticale ; leur identification n'apporte que peu de précision pour le découpage. La détermination de *Ticinella primula* LUTER. relativement à *Hedbergella rischi* MOULL. est aussi ardue que pour *Ticinella bejaouensis* SIG., elle n'est vraiment typique qu'à partir de la zone à *breggiensis*. La limite Albien inférieur - Albien moyen est située un peu en-dessous du niveau du sapropel S'<sub>2</sub>.

L'Albien supérieur *s.l.* est plus classiquement découpé par les marqueurs planctoniques usuels ; la limite Albien supérieur *s.s.* - Vraconien précède de peu l'apparition de *Planomalina buxtorfi* (GAND.).



### III - LE CENOMANIEN

Moins nombreuses que pour l'Aptien et l'Albien, les coupes du Cénomaniens sont réparties dans trois secteurs (à l'Ouest, six coupes déjà étudiées par PORTHAULT, 1974 ; au Sud, le secteur de Sisteron/Saint-Etienne les Orgues ; à l'Est, trois coupes dans le synclinal de Barrême). Elles n'ont pas été analysées aussi finement sur le plan paléontologique par la convergence de plusieurs facteurs :

- La série de Sisteron très épaisse, dans un secteur structuralement complexe a bien été identifiée séquentiellement mais l'échantillonnage médiocre n'a pas été complété.
- A l'Est, la série très pélagique a fourni une microfaune riche et diversifiée mais avec des lacunes et peu de possibilités de calage par la macrofaune absente dans le Cénomaniens supérieur (RENAUD, 1986).
- Enfin à l'Ouest, retournant sur les pas de PORTHAULT, il paraissait peu probable que des problèmes d'ordre stratigraphique puissent intervenir ; de ce fait l'étude faite récemment (MAILLART, 1985) ne s'est pas préoccupée de ces problèmes paléontologiques.

#### 1. LA MACROFAUNE

La relative abondance de cet étage en macrofaune (ammonites et inocérames, mais aussi exogyres) dans les régions subalpines a depuis longtemps permis d'établir des échelles détaillées (THOMEL, 1961, 1965 et 1972 ; PORTHAULT, 1974 et 1978). Plus récemment ces échelles ont été retouchées à la suite des travaux du Groupe de Travail Européen des Foraminifères Planctoniques (ROBASZYNSKI et CARON, 1979) ; de la Synthèse Géologique du Sud-Est de la France (1984) et dans le

cadre du programme P.I.C.G. concernant les "événements du Crétacé moyen" (REYMENT et BENGTON, 1985) (tableau 6).

Les faunes récoltées au cours de ce travail ont permis d'identifier le Cénomaniens inférieur et moyen (*Mantelliceras* sp., *Schloenbachia* sp., quelques *Acanthoceras* dont *Acanthoceras rotomagense* BRON., *Scaphites obliquus* SOW. (et *Scaphites equalis* SOW.) ; par contre le Cénomaniens supérieur est pauvre et n'a été daté qu'à Sisteron par un *Calycoceras* sp. Dans cette région sud on notera l'abondance des exogyres (Cénomaniens moyen à Saint-Etienne des Orgues, Cénomaniens supérieur à Sisteron).

Si la limite Vraconien-Cénomaniens est bien caractérisée par l'apparition en abondance des *Mantelliceras* et des *Schloenbachia*, la limite Cénomaniens-Turonien n'a pas pu, en l'absence de faune, être déterminée.

#### 2. LA MICROFAUNE

##### 2.1. Les échelles actuelles

Pour le bassin subalpin deux échelles de foraminifères planctoniques peuvent être utilisées : la plus ancienne est celle de PORTHAULT (1974, 1978), qui a servi de support pour les travaux du Groupe de Travail Européen des Foraminifères Planctoniques sur le thème du Crétacé moyen (ROBASZYNSKI et CARON, 1979). J'ai également consulté le travail de ROBASYNSKI et al. (1980) sur le Boulonnais, mais son utilisation en domaine mésogéen est sans doute limitée.

ROBASZYNSKI et CARON (1979) nous proposent un découpage simplifié du Cénomaniens en trois zones, à *brotzeni* I.Z., à *reicheli* T.R.Z. et à *cushmani* T.R.Z. (tableau 7).

*Rotalipora brotzeni* (SIGAL) apparaît à la limite Albien-Cénomaniens pour s'éteindre dans le milieu du Cénomaniens moyen. La seconde zone est définie par le



marqueur *R. reicheli* MORNOD dont l'extension est très limitée, du sommet du Cénomanién inférieur à l'extrême base du Cénomanién moyen. Enfin *R. cushmani* MORROW couvre le Cénomanién moyen et supérieur ; la limite avec le Turonien est caractérisée par l'extinction des rotalipores, le développement des whiteinelles et dicarinelles (apparues dès le sommet du Cénomanién moyen) et l'apparition de *P. helvetica* (BOLLI).

Cette échelle présente selon leurs auteurs, le grand avantage d'être d'un usage aussi aisé en domaine boréal que mésogéen grâce à des marqueurs ubiquistes.

La grande diversification des espèces a permis à PORTHAULT (1974, 1978) une subdivision très fine en six sous-zones (Cn<sub>1</sub> à Cn<sub>6</sub>, tableau 7) : Cn<sub>1</sub> et Cn<sub>2</sub> pour le Cénomanién inférieur, la sous-zone Cn<sub>2b</sub> correspond précisément au repère à *reicheli* ; Cn<sub>3</sub> et Cn<sub>4</sub> pour le Cénomanién moyen, Cn<sub>5</sub> et Cn<sub>6</sub> pour le Cénomanién supérieur.

Le rapprochement de ces deux échelles montre une grande similitude : si l'on affine un peu celle de ROBASZYNSKI et CARON on retrouve à peu près les sous-zones de PORTHAULT : en particulier dans la zone à *cushmani* avec l'apparition de *R. deecke* et *W. baltica*, certaines formes étant cependant décalées (*R. greenhornensis*). L'écart sensible observé pour la limite Cénomanién-Turonien provient en fait du glissement récent dans le Cénomanién supérieur de la zone à *geslinianum*.

## 2.2. Les résultats

Les déterminations effectuées par Madame et Monsieur BIZON pour les domaines ouest et sud, complétées par celles de C. DARMEDRU (B.E.I.C.I.P.) pour les trois coupes du synclinal de Barrême (levées par P. RENAUD, dans le cadre de son diplôme de l'E.N.S.P.M. et qui m'a aimablement transmis ces informations) ont soulevé deux problèmes :

- Plusieurs formes planctoniques ont une extension plus grande que prévu ; ceci entraîne l'existence de recouvrements non prévisibles gênant les attributions stratigraphiques à partir des échelles précédentes. Le cas le plus flagrant est celui de *R. reicheli* qui a été observé dans plusieurs échantillons et différentes coupes en association avec *R. cushmani*, *R. greenhornensis*, *R. deecke*, et parfois même avec des whiteinelles et des dicarinelles (tableau 8). Cette extension, mentionnée par PORTHAULT en 1969, mais non renouvelée 1974, remet en cause l'existence de la zone à *reicheli*.

- La présence des whiteinelles et des dicarinelles typiques et abondantes est très fortement douteuse dans les coupes du Risou, Montmorin et Pierre Vesce. Cette absence serait liée, non pas au faciès défavorable, mais ainsi que le suggèrent l'analyse séquentielle et les données de la macrofaune, à une lacune générale des trois dernières séquences (sur 8 !) du Cénomanién à l'Ouest de la Durance (cf. III p. ) : la discordance du Turonien sur le Cénomanién, reconnue par PORTHAULT dans la vallée du Rhône, aurait ainsi une extension beaucoup plus importante que celui-ci ne le soupçonnait.

Ces deux problèmes nécessiteront une révision de plusieurs coupes avec un échantillonnage important tant pour la microfaune que la macrofaune afin de compléter ces résultats qui remettent en cause au moins en partie d'éminents travaux.

Cependant le découpage obtenu reste identique avec les trois mêmes zones, à *brotzeni* (I.Z.), à *reicheli* I.Z. (et non T.R.Z.) et à *cushmani* (T.R.Z.) (tableau 8). Une précision supérieure est sans doute possible mais elle devra être établie à partir de coupes levées dans des faciès très pélagiques comme celles du synclinal de Barrême et bien calées par les ammonites.

La confrontation des données micro- et macropaléontologiques précise la biozonation utilisée dans cette étude (tableau 8).



- La limite inférieure de l'étage est caractérisée à la fois par l'apparition des nombreuses *Mantelliceras* et la présence de *R. brotzeni* (qui a pu la précéder un peu).
- Les zones à *brotzeni* et à *reicheli* sont incluses dans le Cénomanien inférieur.
- L'apparition de *R. cushmani* semble se faire dans le sommet du Cénomanien et cette forme persistera jusqu'à la base du Turonien.
- L'apparition des whiteinelles se situe dans le Cénomanien moyen (présence de *A. rothomagensis* BRON.), celles des dicarinelles se faisant un peu plus haut dans la série.
- La limite avec le Turonien, mal précisée, paraît toutefois coïncider avec l'extinction des rotalipores : elle est seulement fondée sur le changement de lithologie avec la disparition des marnes.

L'approche conjointe de la macrofaune et des foraminifères planctoniques - et benthiques - détermine un cadre biostratigraphique précis comportant 22 zones d'ammonites et 17 zones (sans compter l'Albien inférieur et moyen) pour la microfaune (tableau 9).

- Pour le Cénomanien, j'ai retenu, sur le conseil de P. JUIGNET, l'échelle d'ammonites adoptée par REYMENT et BENGTON (1985). Pour la microfaune, la zonation à trois termes (zones à *brotzeni* I.Z., à *reicheli* I.Z. et à *cushmani* T.R.Z.) est actuellement la plus prudente.
- Le découpage classique de l'Albien, par ammonites, retenu dans la Synthèse Géologique du Sud-Est de la France (1984) est le plus adéquat pour cette région où les faunes sont peu diversifiées contrairement au Bassin de Paris ou bien l'Angleterre. Les zones de microfaune de l'Albien supérieur sont usuelles ; par contre entre le niveau à *Arenobulima* et l'apparition des ticinelles, l'Albien moyen semble irréductible à toute tentative de subdivision !
- Dans l'Aptien on retiendra surtout parmi les sept zones d'ammonites l'introduction de la zone à *nutfieldensis* entre celles à *jacobi* et à *subnodosocostatum*, suivant ainsi la suggestion de CONTE (1985). Pour la microfaune les deux faits marquants concernent la limite Bédoulien-Gargasien (au beau milieu de la zone à *cabri*) et la limite Clansayésien-Albien, peu au-dessus de l'extinction de *H. trocoidea* (SIG.) et *H. Bejaouensis* (SIG.).



## B - AGES ET VARIABILITES DES SEQUENCES

Le cadre biostratigraphique étant ainsi précisé, les dix-neuf séquences composant la pile sédimentaire ont pu être datées (fig. 13) (\*) :

- La discontinuité  $K_2/A_1$  est située peu au-dessous de la limite Aptien-Albien. Les quatre séquences B, G,  $K_1$  et  $K_2$  appartiennent donc à l'Aptien. Plus précisément **B est datée du Bédoulien supérieur**, son sommet atteignant l'extrême base du Gargasien ; **G est daté du Gargasien** en dépit d'une imprécision concernant sa partie supérieure ; les séquences  **$K_1$  et  $K_2$  sont datées du Clansayésien**.
- Les sept séquences  $A_1$  à  $A_7$  ont été respectivement attribuées à l'**Albien inférieur ( $A_1$ )**, à l'**Albien moyen ( $A_2$ )**, à l'**Albien supérieur s.s. ( $A_3$  à  $A_5$  p.p.)** et au **Vraconien ( $A_5$  p.p. à  $A_7$ )**.
- L'apparition des *Mantelliceras* quelques mètres au-dessus du sommet de la séquence  $A_7$  permet de fixer par commodité (\*) la limite Albien - Cénomanien à la discontinuité  $A_7/C_1$ .

Les huit séquences  $C_1$  à  $C_8$  ont été datées du Cénomanien inférieur ( $C_1$ ,  $C_2$  et  $C_3$ ), du Cénomanien moyen ( $C_4$ ,  $C_5$  et  $C_6$  ?) et du Cénomanien supérieur ( $C_6$  ? à  $C_8$ ) (\*\*).

(\*) Les attributions d'âge peuvent éventuellement fluctuer en raison du diachronisme inévitable des discontinuités limitant les séquences.

(\*\*) Un léger doute subsiste pour  $C_6$  entre le Cénomanien moyen, et supérieur : les faunes récoltées à Sisteron ne permettant pas de trancher définitivement (*Scaphites obliquus*, *Scaphites equalis*, *Aconthoceras* sp., *Calycoceras* sp.).



En direction du Vercors, le diachronisme des faciès est remarquable : la séquence B correspond aux marnes de la couche supérieure à *Orbitolines* du Bédoulien (THIEULOUY et GIROD, 1964, 1965). Le faciès de la "grande lumachelle" peut quant à lui s'étendre à l'ensemble du Gargasien et du Clansayésien (séquences G et K<sub>1</sub>) dans la partie septentrionale, ou n'intéresser plus au Sud que des termes élevés de l'Aptien supérieur (coupe de Gigors).

L'Albien très condensé dans ce secteur est représenté par les "bétons" phosphatés mono- et polyzonaux (THIEULOUY et GIROD, 1964, 1965 ; DELAMETTE, 1984). Le Cénomaniien est le plus souvent absent sous le Crétacé supérieur discordant.

Sur le revers sud du chaînon Ventoux-Lure, la série aptienne est également différente de celle du bassin : les marnes bédouliennes ne sont préservées qu'en de rares endroits (Gargas, Ventoux, Monts de Vaucluse). Dans le champ de Banon le faisceau du niveau blanc est absent ; le Gargasien lui-même présente une grande variabilité, des marnes de la zone à *ferreolensis*, voire de la zone à *algeriana*, pouvant reposer directement sur les calcaires bédouliens, en liaison avec une intense tectonique synsédimentaire (fig. 14, p. ).

Au sein même du domaine étudié, les épaisseurs varient très rapidement (de quelques mètres à quelques centaines de mètres) ; certaines séquences paraissent entières mais peu épaisses, tandis que d'autres sont tronquées voire absentes (fig. 15) :

- La séquence K<sub>1</sub> avec sa corniche calcaire si typique peut disparaître totalement (Sisteron, Angles, Saint-Léger près d'Entrevaux, ...). La séquence K<sub>2</sub> souvent réduite à quelques mètres repose alors directement sur des termes bas de G. La limite Aptien-Albien devient alors difficile à identifier (RAGAZZI, 1982).

- La séquence A<sub>2</sub> est très discrète car d'épaisseur faible et dépourvue le plus souvent de fossiles, exception faite de secteurs comme Palluel (synclinal de Rosans) et Sisteron. Ainsi s'explique la non-identification de l'Albien moyen dans le bassin subalpin depuis plusieurs décennies !
- La base de l'Albien supérieur s.s. correspond à une véritable discordance, la séquence A<sub>4</sub> reposant jusque sur le Bédoulien, voire plus bas encore.
- Les contrastes de faciès et d'épaisseur sont tout aussi saisissants dans le Cénomaniien : de 135 m (Pierre Vesce) à près de 1 000 m (Sisteron) ; de calcaires grésoglaucconieux (La Chaudière) à des marno-calcaires (Montmorin, La Sapée, ... ).

L'analyse séquentielle a fourni un découpage naturel de la série apto-cénomaniienne. La macrofaune et la microfaune complètent ce canevas par un découpage biostratigraphique précis. Mais le matériel disponible (près de 2 000 lavages) a permis d'étudier l'évolution verticale et horizontale de la faune et ainsi appréhender la paléocéologie de cette mer apto-cénomaniienne.



## C - MICROFAUNE ET PALEOENVIRONNEMENT

Le matériel rassemblé d'abord pour les datations a permis de tester très succinctement, par le biais statistique, certaines associations et surtout d'approcher de manière quantitative l'évolution de la microfaune, mettant en évidence des évolutions séquentielles.

### I - UN ESSAI DE TRAITEMENT STATISTIQUE

#### 1. LA METHODE

L'information accumulée sur les fiches analytiques de Madame et Monsieur BIZON comporte non seulement l'indication des marqueurs planctoniques éventuels mais aussi celle des autres organismes présents : ostracodes, radiolaires, agglutinants, échinodermes, etc. Leur abondance est précisée par une grille simple (très rare : 1 à 2 individus ; rare : 3 à 4 ; présent : 7 à 20 ; abondant : plus de 20).

A partir de plus de 1 000 fiches (en fait 618 ont été utilisées) pour une cinquantaine de coupes dispersées à travers le bassin (fig. 16) intéressant tout l'intervalle stratigraphique, un traitement statistique a été effectué (SALINAS, 1985) afin de déterminer les associations (\*) : cette méthode utilisée pour des associations floristiques dans des sondages des bassins houillers français a déjà donné d'excellents résultats (COJAN, 1980).

L'hétérogénéité du matériel n'a permis de traiter qu'un problème concernant la répartition de certaines espèces particulières, associées - semblait-il - à l'Eventail sous-marin de Ceüse (p. ) : échinodermes (en débris), bryozoaires (en débris),

(\*) La liste des espèces planctoniques et benthiques retenues pour cette étude est donnée en annexe (p. )



ostracodes, spicules de spongiaires, radiolaires. Deux paramètres supplémentaires ont été pris en considération : l'appartenance de l'échantillon à un niveau resédimenté (slumps, faisceaux de turbidites) et la position de la coupe considérée par rapport à la vallée sous-marine : dans l'axe, à proximité et en dehors de l'éventail (fig. 16, 17). Un traitement informatique approprié permet d'obtenir l'occurrence de chaque élément dans chaque zone géographique et de tester les associations spécifiques (\*).

## 2. LES RESULTATS

La répartition des différents organismes étudiés (tous âges confondus) est indiquée dans le tableau suivant (tableau 10) :

|              | Axe | Environ. | Ext. | Total |
|--------------|-----|----------|------|-------|
| Radiolaires  | 65  | 40       | 29   | 134   |
| Bryozoaires  | 9   | 0        | 0    | 9     |
| Echinodermes | 53  | 3        | 0    | 56    |
| Spicules     | 43  | 1        | 0    | 44    |
| Ostracodes   | 82  | 4        | 14   | 100   |

Pour un nombre total d'échantillons traités = 618

Tableau 10

On notera ainsi que les ostracodes, échinodermes, bryozoaires et spicules de spongiaires sont localisés essentiellement dans l'axe de la vallée et à proximité de celle-ci :

- 82 % des ostracodes sont dans l'axe
- 95 % des échinodermes
- 97 % des spicules
- 100 % des bryozoaires.

(\*) Pour plus de précisions sur les programmes développés, on renverra le lecteur intéressé au travail de E. SALINAS (1985).

Les ostracodes présents à l'extérieur de la vallée dans les faciès marneux à marno-calcaires de l'Albien moyen et supérieur, ne seront plus considérés dans la suite.

- Dans la vallée elle-même les ostracodes et les échinodermes sont plus abondants dans la partie amont (fig. 18) ; de plus, 60 % des échinodermes sont associés aux ostracodes.
- La moitié des ostracodes (47 %) est associée à des slumps ; la répartition spécifique des ostracodes par exemple dans les slumps A et I est indiquée sur les figures 19 et 20 (les autres cartes ont été mises en annexe).
- Des bryozoaires ont été trouvés dans le slump I (fig. 20) : ils témoignent, du fait de leur absence dans les sédiments environnants de même âge, d'un transport pluridécakilométrique (plus de 50 km) pour (au moins) une partie du matériel resédimenté.
- Les ostracodes qui ne sont pas dans les slumps sont tous exclusivement présents dans des sédiments d'âge clansayésien (fig. 21).
- Les radiolaires semblent peu abondants dans les zones à *farreolensis* et *algeriana*.
- Les radiolaires et les ostracodes sont à 90 % exclusifs les uns par rapport aux autres et dans les rares cas où ils sont associés, l'échantillon a été prélevé dans un slump (fig. 22).

Cette dernière figure illustre une représentation possible des associations : on y retrouve notamment l'exclusion radiolaires-ostracodes et le lien slumps-ostracodes.



De plus on observe des intersections importantes entre hedbergelles et radiolaires, hedbergelles et agglutinants ; par contre agglutinants et radiolaires présentent des recouvrements plus faibles. La triple association hedbergelles-radiolaires-agglutinants est quant à elle assez peu représentée.

### 3. CONCLUSIONS

La méthode employée ici est simple dans sa mise en oeuvre puisqu'elle ne nécessite ni pesée ni comptage, qui sont des opérations très longues. Elle a fourni dans un contexte sédimentaire bien connu des indications précieuses sur le déplacement des faunes de la plate-forme (échinodermes, bryozoaires, spongiaires et ostracodes), son sens et son amplitude (à l'Aptien).

La faible abondance des benthiques dans le reste du bassin (au même moment) confirme le caractère pélagique des dépôts ; mais le faible nombre d'échantillons de bonne qualité n'a pas permis de déterminer d'associations caractéristiques. On retiendra tout de même l'exclusion ostracodes-radiolaires interprétable peut être en terme de bathymétrie : l'abondance des ostracodes dans les sédiments clansayésiens traduisant alors une relative diminution de la profondeur.

La voie suivie est prometteuse par sa légèreté de réalisation, mais elle reste liée à un échantillonnage très abondant pour obtenir des associations fondées sur des populations de plus grande taille (quelques centaines d'individus).

## II - EVOLUTION DE LA MICROFAUNE : ANALYSE SEQUENTIELLE ET PALEOENVIRONNEMENTS

Le matériel rassemblé d'abord pour les datations a également permis d'appréhender de manière quantitative l'évolution de la microfaune : d'une part avec l'estimation par comptage du rapport P/P+B (Plancton/Plancton+Benthos), d'autre part

en paramétrant les modifications de la faune (diamètre maximum, nombre de loges). Les variations observées ont été interprétées, en prenant comme modèle l'écologie des formes actuelles et en accord avec plusieurs auteurs (WONDERS, 1980 ; CARON et HOMEWOOD, 1983), comme une réponse aux modifications de l'environnement océanique.

Je tiens à remercier ici tout spécialement Madame BIZON qui a effectué le travail analytique, de tri, comptage et de mensuration des formes long et ingrat.

### 1. LES PROBLEMES DE BATHYMETRIE

L'évaluation de la tranche d'eau dans une série crétacée comme celle de l'Apto-Cénomaniens constitue un problème redoutable pour les micropaléontologistes : cette question directement liée à l'évaluation quantitative des assemblages microfauniques a suscité plusieurs travaux au cours des dernières années parmi lesquels on peut citer ceux de EICHER (1969), SLITER (1972, 1976, 1977), LUTERBACHER (1972), PREMOLI SILVA et BOERSMA (1977), SIGAL (1978), GUERIN et MOULLADE (1979), ...

La série apto-cénomaniens est découpée en séquences pour lesquelles existent des critères sédimentologiques (faciès : grès, marnes, ... ; structures : rides, chenaux, ... ; faunes : huîtres, orbitolines, ... ) permettant d'apprécier des évolutions bathymétriques voire la tranche d'eau elle-même. Riche en microfaune et essentiellement marneuse, elle a fourni un matériel abondant pour une telle évaluation.

Les résultats présentés ici sont encore très fragmentaires ; ils s'intègrent dans un travail plus général (Y. DESMAISON, thèse en cours dans le cadre du G.S. GENEBASS) sur la série mésozoïque, reliant les discontinuités sédimentaires et l'évolution générale du bassin en termes de subsidence tectonique et thermique, isostasie, bathymétrie, eustatisme, ...



### 1.1. La méthode

Le paramètre retenu est le rapport P/P+B (Plancton/Plancton+Benthos), utilisé couramment pour estimer les tranches d'eau à partir d'une comparaison avec les données actuelles. Son choix a priori discutable présuppose d'une part la similitude entre les morphologies sous-marines actuelles et anciennes et, d'autre part que les changements de biotopes effectués depuis le Crétacé n'ont pas trop affecté ce rapport, hypothèses considérées comme admissibles par la plupart des auteurs.

Les comptages ont été effectués en regroupant pour chaque échantillon les trois refus de lavage sur les tamis de 63, 125 et 250  $\mu$  ; une dizaine d'échantillons a ainsi été traitée par Madame BIZON pour cette opération en cours.

### 1.2 Les résultats

La coupe de Sisteron a été choisie car très épaisse (1 800 m) et complète (toutes les séquences sont présentes) mais surtout parce qu'elle montrait une évolution bathymétrique nettement sensible depuis les marnes aptiennes jusqu'au Cénomaniens supérieur à huîtres (fig. 23).

Les échantillons ont été prélevés dans les séquences B, G, K, K<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, A<sub>4</sub>, C<sub>1</sub>, C<sub>4</sub> et C<sub>6</sub>, près de la base (excepté pour C<sub>4</sub>) afin de pouvoir les comparer entre eux.

Le rapport P/P+B semble décroître depuis de très fortes valeurs (95 à 98 %) dans la séquence B (zone à *cabri*) vers des valeurs un peu plus faibles (82 %, séquence G) puis inférieures dans le Clansayésien (K<sub>1</sub> et K<sub>2</sub> : environ 50 %). Il remonte nettement dans l'Albien (séquences A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>, A<sub>4</sub> : 96 à 99 %) avant une nouvelle diminution menant au Cénomaniens moyen à supérieur (C<sub>6</sub> : moins de 50 %) (fig. 23).

Les valeurs élevées obtenues dans l'Aptien et l'Albien - des résultats voisins ont été obtenus sur la coupe de Bruis-Montmorin (GUERIN et MOULLADE, 1979) - reflètent la paléobathymétrie mais aussi des conditions défavorables au développement du benthos (anoxie) : cette absence d'oxygène sur le fond reconnue pour A<sub>1</sub> et A<sub>2</sub> s'estompe dès l'Albien supérieur (A<sub>3</sub>, A<sub>4</sub>). L'interprétation paléobathymétrique retrouve alors sa crédibilité, avec un milieu profond de type infra-bathyal (1 500 à 2 000 m) en bon accord avec GUERIN et MOULLADE (1979), même si une certaine hiérarchie est envisageable par la position paléotopographique, Sisteron proche de la bordure.

Dès le Cénomaniens inférieur le rapport P/P+B tombe à moins de 60 % indiquant une sensible diminution de la tranche d'eau qui se poursuit vers le haut de la série. La comparaison avec la coupe de Montmorin au faciès plus fin, sans glauconie, suggère pour cette dernière une paléo-profondeur plus importante : les valeurs élevées - plus de 90 % - indiquées par GUERIN et MOULLADE confirment cette hypothèse.

Dans le Cénomaniens sommital la microfaune est dominée par le benthos avec un ou deux foraminifères pélagiques, montrant un faciès - à huîtres - très littoral.

En ce qui concerne l'Aptien, des comptages complémentaires ont été réalisés sur la coupe de Chateaufort, un peu au Nord de Sisteron (localisation, fig. 23) : la série y présente une lacune importante de la séquence G et la séquence K<sub>1</sub> paraît absente. Tous les comptages effectués dans l'intervalle B-G donnent un rapport P/P+B nettement supérieur à 90 % (fig. 24) ; à l'inverse l'échantillon prélevé à la base de K<sub>2</sub> indique une valeur faible de 34 % ( $\pm 5$  %). Enfin 30 m sous la base des marnes aptiennes un échantillon de marnes, d'âge barrémien probable (hedbergelles à 4 et 5 loges) montre un rapport P/P+B de 75 %, plus faible que dans l'Aptien.

On peut proposer une profondeur d'eau d'environ 1 500 m pour le prélèvement barrémien (talus externe à base du talus) et 1 500 à 2 000 m pour l'Aptien marneux, sauf dans le Clansayésien avec à peine 500 m.



La relative proximité des deux coupes (environ 10 km) et la pente présumée (du Sud vers le Nord, Sisteron → Chateaufort) permet de rapprocher les résultats : après l'approfondissement probable à la base des marnes, la tranche d'eau reste importante dans le Gargasien à Chateaufort - mais semble diminuer à Sisteron - diminue au Clansayésien (dans deux coupes) puis redevient importante à l'Albien pour régresser jusqu'au sommet du Cénomanien (Sisteron).

A cette tendance générale se superpose une évolution séquence par séquence nettement identifiable dans le Cénomanien (à Sisteron et à Saint-Etienne-Les-Orgues) mais qui n'a pas été (encore) contrôlée par des comptages : le faciès et les structures sédimentaires montrent par séquence une diminution progressive de la profondeur du bas vers le haut, avant un approfondissement après la discontinuité supérieure ; cette tendance régressive s'accompagne d'une décroissance progressive du nombre des foraminifères planctoniques au profit des benthiques. Ces observations ont été faites sur les séquences A<sub>7</sub>, C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub> dans la région de Saint-Etienne-Les-Orgues, et les séquences C<sub>4</sub>, C<sub>5</sub>, C<sub>6</sub> à Sisteron (détail de la fig. 25a).

Ainsi la diminution régulière de la bathymétrie au long de l'Albo-Cénomanien (à Sisteron) qui traduit sans doute la progradation (vers le Nord) de la plate-forme, s'accompagne de retours en arrière rythmés par le découpage séquentiel (fig. 25). L'étude de la subsidence (en faisant la part entre les phénomènes tectoniques, l'isostasie et l'eustatisme) peut permettre d'apprécier la part relative de chacun de ces mécanismes, 4<sup>e</sup> partie, p. ).

## 2. L'EVOLUTION DE LA MICROFAUNE

A certains moments de l'histoire géologique, les foraminifères planctoniques sont représentés par des formes de très petite taille, à morphologie très simple, par opposition à d'autres périodes où, au contraire, les formes sont très spécialisées, à morphologie complexe.

L'Apto-Cénomanien correspond à deux grandes périodes de diversification des foraminifères planctoniques (WONDERS, 1980) : les séries subalpines ont fourni dans cet intervalle un matériel abondant et de bonne qualité ...

### 2.1 La méthode

Sept coupes ont ainsi été plus particulièrement retenues : deux pour l'Aptien (\*) (Beaudinard et Serres Chaitieu) cinq pour l'Albien inférieur à moyen (Hyèges, Montmorin, Palluel, Le Puy I et La Sauzette) (fig. 26) ; ceci représente environ 200 échantillons.

Pour chaque échantillon on disposait au départ des trois résidus de lavage correspondant respectivement aux trois refus sur les tamis de 63, 125, 250  $\mu$ . La population planctonique ainsi disponible a été séparée selon les différents morphotypes représentés (hedbergelles à face plane ou convexe, clavihedbergelles, globigerinelloïdes, ...) et leur nombre de loges (de 4 à 10). Dans ces sous-ensembles on a mesuré le plus grand diamètre observé.

(\*) Les séries du Bédoulien calcaire n'ont pas pu être étudiées, du fait d'un faciès peu propice au lavage.



L'évolution verticale et horizontale de la microfaune est alors caractérisée par plusieurs paramètres : présence/absence d'un sous-ensemble ; le nombre de loges ; le diamètre maximum. Cette analyse a été de plus complétée par la présence de plusieurs marqueurs stratigraphiques de natures variées : sapropel, calcisphères ; horizon à gavellinelles, gyroïdines, *D. oxycona* (REUSS) ; arrivée massive de prismes d'inocérames ; apparition de languettes ombilicales, etc.

## 2.2. L'Aptien

Les deux sections retenues de Beaudinard et Serres Chaitieu (fig. 26) sont situées de part et d'autre du sillon de Buëch, hors des zones majeures de transit du matériel issu de la plate-forme (Eventail de Ceüse). Le matériel recueilli est ainsi essentiellement à caractère pélagique, dominé par les hedbergelles et les globigerinelloïdes (fig. 27a, b).

L'évolution rapide des différents taxons avait déjà permis de reconnaître les biozones créées par MOULLADE (1966, 1974) : zones à *blowi*, *ferreolensis*, *algeriana*, *trocoidea* et *bejaouensis* ; le calage avec les zones d'ammonites est toutefois un peu différent (cf. p. ).

### 2.2.1. Hedbergelles

Le stock des hedbergelles comporte dès la base des marnes des individus à 5 et 6 loges de taille assez uniforme comprise entre 150 et 250  $\mu$ . Les loges sont globuleuses et la face spirale est indifféremment plane ou convexe suivant les niveaux. Le stade des hedbergelles à 7 loges s'établit vers la fin de la zone à *cabri* (Serres Chaitieu) ou après la disparition de cette espèce (Beaudinard). Le stade des 8 loges au dernier tour (*H. trocoidea*) montre un accroissement lent de la taille qui oscille entre 250 et 400  $\mu$ . Les hedbergelles à 9 loges ou plus (*H. bejaouensis*) identifiées à Serres Chaitieu ne montrent pas de différence notable ; la taille des individus reste cependant d'abord nettement supérieure à 300  $\mu$  avant de décroître. Comme l'avait

déjà remarqué SIGAL dans l'Océan Atlantique (Leg 47, 1978), il n'existe pas d'ouverture supplémentaire sur la face ombilicale du taxon *bejaouensis*. Cette espèce montre un dérèglement dans l'évolution biologique (caractère "monstrueux" de fin de phylum) : il y a augmentation du nombre de loges et déformations de celles-ci dans la deuxième moitié de la face spirale (4 loges et demie à 5 loges) alors que sur le taxon précédent (*H. trocoidea*), leur répartition était régulière (4 et 4 loges) (Pl. 1, fig. 1 et 2).

### 2.2.2. Globigerinelloïdes (fig. 27)

Le stock des *G. blowi* (5 et 6 loges) hérité du Bédoulien calcaire (MOULLADE, 1966 et 1974 ; cette étude, coupe de Pierre Vesce) montre un net accroissement de taille peu après l'apparition des *S. cabri* et *pustulans* (370 à 390  $\mu$ ). Ce pic paraît situé à peu près au même endroit dans les deux coupes, quelques mètres sous le faisceau du niveau blanc (\*) (Pl. 1, fig. 3).

Le stade à 7 loges (*G. ferreolensis*) s'établit juste après l'extinction de *S. cabri*, les individus sont cependant toujours très peu nombreux. Un seul individu à 7 loges a été observé un peu plus bas, coexistant avec des *S. cabri* (SC 25, coupe de Serres Chaitieu) mais ce cas est une exception sur l'ensemble du bassin.

On note un accroissement rapide du diamètre avec l'apparition des formes à 8-10 loges (*G. algeriana*) et plus au dernier tour : la taille maximale dépasse largement 400  $\mu$ . Peu après les globigerinelloïdes disparaissent quasi-totalement ; la forme dérivée (WONDERS, 1980) *Planomalina chenouriensis* n'est observée que

(\*) Il confirme ainsi l'absence (non-dépôt ou ablation ?) dans la coupe de Beaudinard de la partie basale des marnes qui renferme en particulier le sapropel S<sub>1</sub> (cf. p. ).



sporadiquement dans la partie inférieure de la zone à *bejaouensis*. A Beaudinard, elle est absente, tandis qu'à Serres Chaitieu un seul individu a été trié (échantillon SC 44). On observe aussi de très rares spécimens de *G. ferreolensis* dans la même position stratigraphique.

### 2.2.3. Clavihedbergelles

Les spécimens observés sont trop rares pour permettre une évaluation. On retiendra leur présence localisée à la base de la série, ainsi que leur diamètre modeste (inférieur à 200  $\mu$ ) sauf dans les niveaux très fissiles du sapropel S<sub>1</sub>.

### 2.2.4. Interprétation

L'assise calcaire barrémo-bédoulienne présente une microfaune planctonique encore très peu diversifiée (MOULLADE, 1966). Les marnes aptiennes voient le développement et l'évolution rapide de deux groupes de foraminifères planctoniques, hedbergelles et globigerinelloïdes, suivie d'une disparition brutale des formes spécialisées vers la fin du Clansayésien. Pour ces deux groupes le stock initial est constitué de formes de petite dimension à (4), 5 et 6 loges ; il évolue ensuite régulièrement par une augmentation du nombre de loges et, semble-t-il corrélativement, un accroissement de la taille maximale. La distinction est ici difficile à faire car les mensurations ont été effectuées pour l'ensemble de la population non séparée en sous-ensembles contrairement à l'Albien inférieur et moyen (cf. ci-dessous).

La présence des globigerinelloïdes à enroulement planispiralé indiquerait par comparaison avec la forme actuelle *Hastigerina*, des eaux de surface relativement chaudes ; de même celle des shackoïnes : la morphologie de l'espèce *S. cabri* (Pl. 1, fig. 5 et 6) avec un allongement des loges et des renflements en forme d'ampoule rappelle celle de certaines formes actuelles (*Hastigerinella digitata*) ou éocènes (*Hantkenina*) vivant dans des eaux tropicales à subtropicales.

Le pic en diamètre des *G. blowi* coïncidant avec l'abondance des shackoïnes, ceci suggère la conjonction de facteurs favorables au développement de ce plancton, dont sans doute une augmentation de température des eaux. La disparition des shackoïnes s'accompagne d'une relative rareté des globigerinelloïdes et le plancton est en moyenne plus petit (fig. 27).

La détérioration des conditions (les shackoïnes disparaissent et ne réapparaîtront qu'au Vraconien supérieur pour persister jusque dans le Crétacé terminal) s'estompe avec l'augmentation très sensible de la taille des hedbergelles et des globigerinelloïdes avec notamment *G. algeriana* puis *H. trocoidea*. Mais elle se confirme avec la disparition de *G. algeriana* qui marque la fin (exception faite de rarissimes *P. chenouriensis* et *G. ferreolensis*) des globigerinelloïdes, que l'on ne retrouvera qu'à partir de l'Albien supérieur (*G. caseyi*, puis *P. buxtorfi*) : le dernier maillon de cette évolution est *H. bejaouensis* dont le caractère "monstrueux" de fin de phylum a été souligné.

Le sommet du Clansayésien (séquence K<sub>2</sub>) est caractérisé par une faune planctonique très fluctuante : selon les niveaux et selon les coupes on observe indifféremment *H. trocoidea* et *H. bejaouensis*, ensemble ou séparément, ou bien ni l'une ni l'autre avec uniquement des formes benthiques dont surtout *Pleurostomella subnodosa* et *Osangularia aff. brotzeni*. Dans ce milieu instable on notera aussi la réapparition de petites hedbergelles à 4, 5 et 6 loges, la présence locale de calcisphères et de ces marqueurs benthiques (*Pleurostomella* et *Osangularia*) dont la signification n'est pas encore établie.

La dégradation des conditions atteint son paroxysme avec la disparition brutale au sommet de K<sub>2</sub> des derniers représentants de *H. trocoidea* et *H. bejaouensis* : le plancton de taille supérieure ou égale à 63  $\mu$  devient absent à très rare. La première séquence microfaunistique s'achève, elle est exactement calquée sur la grande séquence sédimentaire aptienne :  $\Delta_2$  - B, G, K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub> - K<sub>2</sub>/A<sub>1</sub>.



### 2.3 L'Albien inférieur et moyen

Cinq coupes ont été retenues, tant par la qualité des affleurements que la diversité des positions paléogéographiques : Palluel et Montmorin sur le flanc ouest dans la zone de l'Eventail de Ceüse ; le Puy I et La Sauzette près de Sisteron, à proximité immédiate de faisceau durancien ; enfin Hyèges dans le domaine oriental (fig. 26).

L'extinction des grandes formes planctoniques (discontinuité  $K_2/A_1$ ) a été observée dans toutes les coupes ayant recoupé cet intervalle. C'est à partir de la réapparition du plancton (sur le tamis de 63  $\mu$ ) et jusqu'à l'apparition des marqueurs de l'Albien supérieur (*T. primula* et *Bi. breggiensis*) qu'a été réalisée cette étude.

Bien que certaines coupes présentent des lacunes parfois importantes (Hyèges, Le Puy I) plusieurs repères à valeur stratigraphique sont mis en évidence, permettant ainsi de découper l'intervalle considéré en quatre unités (fig. 28).

#### 2.3.1. Les calcisphères (de $K_2/A_1$ à 1, fig. 28)

Ce premier ensemble se caractérise par la présence sporadique de calcisphères (Pl. 1, fig. 4) apparues au sommet de la séquence  $K_2$ , très abondantes au niveau de la discontinuité  $K_2/A_1$  et dont l'importance décroît progressivement. Dans cet intervalle, les hedbergelles, encore rares à ce niveau, sont représentées par des formes à 4, 5 (et 6 loges) au dernier tour de spire (Pl. 1, fig. 7 à 11). Plus précisément, à Hyèges un premier échantillon (Hg 7) ne comporte que des formes à 4 loges à spire plate ou haute, à ouverture ombilicale centrale ou périphérique et des formes à 5 loges à ouverture ombilicale. Les formes à 6 loges apparaissent au sommet de cet intervalle (Hg 10, Mo 31, Pa 16).

#### 2.3.2. Des calcisphères aux débris d'inocérames (1-5)

Un deuxième ensemble s'intercale entre le dernier niveau à calcisphères et l'apparition généralisée de nombreux fragments d'inocérames. Dès la disparition des calcisphères le plancton redevient nettement plus abondant, et dans le même temps montre une augmentation significative de taille ; simultanément apparaît une forme à spire plate et dernier tour légèrement en relief, avec 7 loges, de diamètre maximal 200  $\mu$ .

Cet événement est suivi de peu par le dépôt d'une couche riche en matière organique (niveau Paquier, BREHERET, 1983 et 1985, sapropel  $S_2$ , FRIES et BEAUDOIN, 1986). Le diamètre des formes à 4 loges y atteint une valeur maximale, 250 à 300  $\mu$ , avant de décroître et/ou se stabiliser. On notera toujours à ce même niveau une tendance à l'élongation des loges (*versus Claviherbergella*) déjà observée pour le niveau  $S'_1$ .

Dans le benthos **peu diversifié** depuis la base de la série (absent dans le sapropel) on notera surtout la présence de pleurostomes et d'*Osangularia*. Quelques mètres au-dessus de  $S_2$ , apparaît "*Gyroldina*" *gyroldinaeformis* MOULL. (déjà représentée sporadiquement à l'Aptien supérieur) localisée dans un niveau précis.

#### 2.3.3. Des prismes d'inocérames à *D. oxycona* (5-7)

Avec l'arrivée des prismes d'inocérames la taille des hedbergelles à loges globuleuses (formes à 6 loges) augmente sensiblement jusqu'à atteindre un diamètre de 300  $\mu$  (*Hedbergella rischi* MOULL.). Quelques formes à 7 loges au dernier tour s'observent sporadiquement à partir de ce niveau.

On note également l'apparition de bourrelets ou lèvres minces à la base des loges sur la face ombilicale des formes à spire plate ("languettes ombilicales"). Cet



évènement est contemporain de (à un peu postérieur à) l'arrivée des débris d'inocérames ; le plancton évoluera alors assez peu jusqu'à l'apparition d'un nouveau benthique, *D. oxycona*

#### 2.3.4. Après *D. Oxycona* (7 →)

Avec la présence de *D. oxycona* les formes plates atteignent 8 loges (coupes de Palluel et Montmorin). A Hyèges, un masque d'observation a probablement empêché d'échantillonner le niveau à *D. oxycona* ; quant à La Sauzette, les faciès très glauconieux et constitués de petits agrégats y sont la trace de remaniements synsédimentaires fréquents dans cette partie de la série.

Les corrélations effectuées entre les profils à partir de l'analyse séquentielle, complétées par les datations (ammonites, inocérames) attribuent à l'Albien moyen la séquence A<sub>2</sub> qui débute peu au-dessus de cet horizon à *oxycona*.

A partir de l'apparition de ces formes à 8 loges, il existe peu d'évènements susceptibles de fournir des indications jusqu'à l'apparition de *T. primula* et *Bi. breggensis* dans l'Albien supérieur, excepté le niveau enrichi en matière organique S'<sub>2</sub> et à l'horizon à *arenobulimina*.

- S'<sub>2</sub> n'est pas un niveau totalement anoxique puisque le benthos n'est pas totalement absent. On notera cependant son caractère monospécifique avec une seule espèce appartenant peut être au genre *Gabonella* du Crétacé au faciès anoxique du Gabon. Les hedbergelles à 4 loges de taille supérieure à 63 µ y font leur réapparition (Mo 54, coupe de Montmorin).

- Un dernier repère est donné par la présence locale d'*arenobulimina*, au-dessus de S'<sub>2</sub>. Son identification dans la coupe de Palluel au-dessus

de la première barre de grès suggère que celle-ci a érodé le niveau S'<sub>2</sub>, puisque l'horizon à *oxycona* est présent quelques mètres en dessous.

- Au-delà, quand la série est très développée (cas de Palluel et du Puy I) les hedbergelles évoluent très lentement ; leur taille s'accroît semble-t-il légèrement jusqu'à l'apparition des marqueurs de l'Albien supérieur.

#### 2.3.5. Interprétation

Après sa disparition brutale dans le Clansayésien terminal, le plancton réapparaît progressivement, constitué uniquement d'hedbergelles ; son évolution est rythmée par des évènements à peu près synchrones : disparition des calcisphères, plancton plus abondant, niveau anoxique S<sub>2</sub>, horizon à "*Gyroidina gyroidinaeformis*", arrivée brutale des prismes d'inocérames, apparition de "languettes ombilicales", horizon à *D. oxycona*, niveau anoxique S'<sub>2</sub>, horizon à *arenobulimina*.

Cette réapparition du plancton rappelle des associations du Paléocène inférieur avec des morphotypes très simples caractéristiques d'eaux plutôt froides (\*) : formes planctoniques à 4 loges (*G. daubergensis*), à 5 (et 6) loges très primitives (cf. *G. pseudobulloides*, etc.). Les calcisphères semblent jouer un rôle d'inhibiteur vis-à-vis du plancton ; un tel rôle est à rapprocher de celui joué par les calpionelles au Tithonique-Berriasien, où le plancton est à peu près inexistant.

(\*) DELAMETTE signale dans ces niveaux basaux de la séquence A<sub>1</sub> une anomalie en faune boréale avec la présence en particulier des *Proleymeriella*, espèces endémique connue seulement dans le bassin de Hanovre.



A partir de ce stock (supérieur à 63  $\mu$ ) de formes à 4, 5 (et 6) loges (Pl. 1, fig. 7 à 11), la diversification va s'opérer progressivement par l'accroissement du nombre de loges (6, 7 et 8 loges) et du diamètre maximum. Prenant en compte ces deux paramètres on peut apprécier une nette amélioration des conditions du milieu :

- La taille des hedbergelles à 4 loges atteint son maximum avec le sapropel  $S_2$  ; celui des formes à 5 loges est décalé un peu plus haut.
- L'apparition des formes plates (groupe *planispira*), qui rappellent également les *G. compressa* du Paléocène inférieur, accompagne celle d'un plancton plus abondant.
- Plus haut encore, l'amélioration est indiquée par l'arrivée des grandes hedbergelles à 6 et 7 loges globuleuses et des premières "languettes ombilicales".
- Les formes plates à 8 loges resteront cependant rares dans le sédiment jusqu'à l'apparition de *Ticinella primula* à 8 loges et *Bi. breggiensis*.

Durant cette période le benthos est caractérisé par une déconcertante variabilité : chaque niveau de prélèvement présente une ou deux formes dominantes que l'on ne retrouve pas ou peu dans l'échantillon suivant, suggérant des différences notables de l'environnement à l'interface eau-sédiment. A ces apparitions sporadiques sont associés des accroissements brusques de taille du plancton coïncidant par exemple avec la présence de "*Gyroidina*" *gyroidinaeformis* ou une évolution avec augmentation du nombre de loges.

## 2.4 De l'Albien supérieur au Cénomanien terminal

A partir de l'Albien supérieur l'évolution, très lente jusque-là, s'accélère et le foisonnement des genres et des espèces planctoniques et benthiques permet un découpage fin avec de nombreuses biozones.

On note ainsi l'apparition des ticinelles puis des premières formes carénées, les rotalipores et plus tard encore les premières formes à deux carènes "*Dicarinella*", préfigurant les formes complexes du Crétacé supérieur. Les *globigerinelloides* sont à nouveau présents avec plusieurs grandes formes dont *G. caseyi* ou *G. bentonensis* qui évolueront au Vraconien inférieur vers *Planomalina buxtorfi* équivalent de *Planomalina chenouriensis*. Leur présence suggère, toujours par analogie avec l'Actuel, un certain réchauffement des eaux de surface.

L'enroulement des formes qui s'est jusqu'alors développé de façon indifférente, à droite ou à gauche, se situe préférentiellement à droite avec l'apparition de *R. appeninica* (Vraconien) et se maintiendra ainsi durant tout le Cénomanien. Des observations analogues ont été faites à différents niveaux de l'échelle stratigraphique et notamment l'enroulement indifféremment gauche ou droit des formes primitives du Paléocène inférieur (BOLLI, 1971). Actuellement, les variations du sens d'enroulement paraissent liées aux fluctuations climatiques : les pachydermes enroulées à droite sont associées à des eaux chaudes et celles enroulées à gauche, à des eaux froides.

L'enroulement systématique à droite à partir du Cénomanien pourrait alors s'interpréter comme un réchauffement relatif des eaux, déjà suggéré par la réapparition des *Globigerinelloides* ; la période précédente indiquerait soit des eaux plus froides mais avec une valeur insuffisamment basse pour inverser la tendance (il ne faut pas oublier que le Crétacé est une période beaucoup plus chaude que le Quaternaire ; en particulier les calottes glaciaires sont absentes, et aucune glaciation n'y a été identifiée), soit des conditions de surface particulièrement instables.



Un évènement majeur interrompt cette longue séquence albo-cénomaniennne : il voit la disparition brutale de toutes les rotalipores à la base du Turonien. Il correspond à une discontinuité sédimentaire majeure, avec le passage brutal d'une sédimentation marno-calcaire à des dépôts essentiellement calcaires. Elle n'a cependant pu être échantillonnée dans le bassin du Sud-Est que dans une coupe (L'Auragnier ; synclinal de Barrême) car elle y correspond à une phase érosive importante avec le plus souvent une lacune du Cénomanienn supérieur/Turonien basal.

### 3. CONCLUSIONS

L'évolution de cette microfaune apto-cénomaniennne s'analyse comme deux séquences sédimentaires (Aptien : I, Albien-Cénomanienn : II) : à l'intérieur de chaque séquence le plancton évolue depuis un stock de formes peu diversifiées vers une population riche en genres et en espèces spécialisées.

Elle enregistre également la diminution de la bathymétrie, tant au niveau des séquences élémentaires qu'à l'échelle des "méga-séquences" (fig. 29).

#### 3.1 Les problèmes de nomenclature

Les foraminifères planctoniques des séries antérieures à l'Aptien sont caractérisés par des formes primitives à 4 loges à trochospire plus ou moins haute, à morphologie simple et grande extension verticale. Ces formes, apparaissant à différents intervalles de la série stratigraphique depuis le Jurassique (Bathonien) jusqu'au Barrémien, ont été décrites sous des noms différents suivant le niveau où elles avaient été observées. Morphologiquement, elles sont identiques, seule la nature de leur paroi permettrait peut-être de les différencier : malheureusement les formes récoltées sont la plupart du temps très recristallisées et ce caractère ne peut être pris en compte. MASTERS (1977) a conclu que les formes les plus primitives à 4 loges au dernier tour, à trochospire plus ou moins haute, apparues dès le Jurassique moyen étaient identiques aux formes de l'Hauterivienn supérieur. Le même processus se répète pour

les hedbergelles du Barrémien (GUILLAUME et SIGAL, 1965) où des morphotypes plus évolués à 5 et 6 loges se développent et sont le plus souvent indistinguables de formes du Bédoulien ou de l'Albien le plus inférieur. Il en est de même pour les espèces plates à 6 loges au dernier tour que l'on trouve sporadiquement depuis le Bédoulien et dont certaines formes (*H. aff. planispira*) sont indiscernables, avec les moyens actuels d'investigation, de celles (*H. planispira*) de l'Albien inférieur (MOULLADE, 1966).

Le procédé classique visant à créer autant d'espèces qu'il y a de formes différentes, aboutit à une confusion certaine : c'est le cas par exemple des quinze espèces nouvelles créées par LONGORIA (1974) pour l'Aptien du Mexique dont deux ou trois seulement peuvent être retenues (*H. gorbachikae*, par exemple).

En dépit de longues recherches il n'a pas été possible de mettre en évidence des ouvertures supplémentaires sur les *H. bejaouensis* du Clansayésien ni sur les hedbergelles à 7 loges (ex. *Ticinella primula*). Si ces ouvertures existent elles sont de toute façon rarissimes et l'utilisation d'un tel critère d'identification pour le triage en routine est impossible. Il faut attendre l'Albien supérieur pour enfin reconnaître l'existence d'ouvertures ombilicales typiques des ticinelles.

#### 3.2 L'évolution de la microfaune et les séquences sédimentaires

Les deux séquences de microfaune sont délimitées par trois discontinuités coïncidant avec des discontinuités majeures :  $\Delta_2$ , la base des marnes aptiennes ;  $K_2/A_1$ , dans le Clansayésien terminal ;  $C_8/T$ , à la limite Cénomanienn/Turonien (fig. 29).

La première de ces séquences coïncide ainsi avec la grande séquence aptienne, la seconde avec une séquence albo-cénomaniennne.

Dans le détail, l'évolution progressive de la microfaune peut être dans une certaine mesure mise en parallèle avec les séquences sédimentaires d'ordre inférieur :



apparition de *G. ferreolensis* vers la limite B/G, disparition presque totale des *globigerinelloides* avec la discontinuité G/K<sub>1</sub> (?), apparition des ticinelles avec la limite A<sub>2</sub>/A<sub>3</sub>, ... mais les correspondances sont moins précisément établies, du fait sans doute d'un échantillonnage insuffisant et/ou de l'influence de phénomènes locaux.

A l'échelle précédente au contraire la mise en parallèle de ces grandes évolutions suggère l'existence de **mécanismes généraux** contrôlant à la fois la sédimentation et une certaine évolution biologique. Il est en particulier frappant de constater que l'évolution du plancton analysée dans l'Albien, analogue à celle de l'Aptien, paraît pour **une période de temps beaucoup plus longue** [l'Aptien (y compris le Bédoulien calcaire) 5 à 6 millions d'années ; l'Albien : 12 à 15,5 millions d'années ; ODIN et KENNEDY, 1982 ; HARLAND et al., 1982 ; KENT et GRADSTEIN, 1985] **notablement plus lente**, indépendamment des taux de sédimentation (une incertitude pèse cependant sur la durée totale de l'Albien inférieur et moyen mais une valeur trop faible déplacerait le problème vers l'Albien supérieur).

La démarche suivie avec la microfaune nous a permis d'approcher par trois voies différentes la vie et le fonctionnement de ce bassin :

- Par une méthode fruste, sans pesée ni comptage mais seulement en termes de présence/absence, des associations/exclusions de faune ont été reconnues. Leur identification peut être multiple : identification de transport pluridécakilométrique ; approche du sens de transport par l'abondance relative des marqueurs (bryozoaires, échinodermes, ostracodes) ; caractérisation de certains slumps ; indications paléobathymétriques, ... Cette voie n'a pas été suffisamment approfondie (un tiers seulement du matériel a été traité) mais elle paraît prometteuse ...

- Une approche de la bathymétrie est possible à partir de comptages (rapport P/P+B) ; cette méthode est longue car elle demande un contrôle tant vertical qu'horizontal afin de s'assurer de la cohérence des résultats. Leur connaissance est cependant indispensable pour pouvoir séparer les facteurs aussi complexes que l'eustatisme, la subsidence tectonique et l'isostasie.
- L'analyse de l'évolution de la microfaune planctonique démontre son caractère fondamentalement séquentiel ; son découpage est identique au découpage sédimentaire. Elle contribue ainsi à mieux cerner certains paramètres de ce milieu, conduisant de ce fait à l'élaboration d'un modèle général de séquence sédimentaire et microfaunistique.

Avant d'y parvenir il reste à démontrer leur fonctionnement sédimentaire et tectonique qui constituera les troisième et quatrième parties. La microfaune y apporte une pièce essentielle par les datations fines et les indications de paléo-profondeur qu'elle est susceptible de fournir.



**TROISIEME PARTIE**  
**LES PALEO GEOGRAPHIES SUCCESSIVES**

**A - L'APTIEN**

- I. LA PALEO GEOGRAPHIE APTIENNE
- II. L'EVENTAIL DE CEUSE
- III. LES FAISCEAUX MARNO-CALCAIRES ALTERNANTS

**B - L'ALBIEN**

- I. L'EVOLUTION DU BASSIN A L'ALBIEN
- II. LE SECTEUR DE LA MONTAGNE DE LURE

**C - LE CENOMANIEN**

- I. LA MONTAGNE DE LURE
- II. LE SECTEUR DE BARREME
- II. L'EVENTAIL DE CEUSE
- IV. LE BASSIN AU CENOMANIEN



## A - L'APTIEN

### I - LA PALEOGEOGRAPHIE APTIENNE

La série aptienne est composée de quatre séquences (fig. 30) de puissance inégale. Cette évolution verticale s'accompagne d'une grande variabilité horizontale ; elle reflète tantôt une paléogéographie différenciée où peuvent s'accumuler les résédiments (turbidites, slumps) tantôt les déformations du bassin au long de la sédimentation.

Exceptés les deux faisceaux marno-calcaires alternants (faisceau du "niveau blanc" NB) et du Clansayésien, la série pélagique est pour l'essentiel constituée de marnes rarement interrompues par quelques niveaux plus indurés ; les faciès détritiques sont, sauf exception, réduits à quelques minces turbidites gréseuses centimétriques à décimétriques.

Les affleurements, largement dispersés à travers le bassin (cf. fig. 2) permettent de restituer l'évolution de la série durant cette période aptienne. Les documents analytiques, utilisés en fait plusieurs fois pour préciser les bordures et étudier le domaine de bassin, ont été regroupés au début de ce chapitre (fig. 31 à 37).

#### 1. LES BORDURES

##### 1.1. Le Sud

La bordure sud est bien définie par les séries lacunaires prenant parfois un cachet néritique accusé de l'Arc de Castellane (COTILLON, 1971) et celles, moins étendues géographiquement, du champ de fractures de Banon (CABROL, 1985 ; BEAUDOIN et al., 1986).

Dans l'Arc de Castellane, l'Aptien est peu épais, les marnes gargasiennes souvent glauconieuses avec des oolites ferrugineuses et des nodules phosphatés. Dans le champ de Banon, la série reste peu épaisse (30 m au maximum, en configuration actuelle), tronquée par l'Albien supérieur discordant jusque sur les



calcaires bédouliens ; elle est constituée le plus souvent de marnes très similaires à celles du bassin, riches ici en ammonites pyriteuses ; la microfaune révèle en outre une relative abondance d'espèces vivant sur la plate-forme (trocholines, miliolidés, ...).

Dans ces deux secteurs la transition vers le Nord est brutale, puisqu'en un ou 2 km (au Nord de l'anticlinal de Gourdan ou de la Montagne de Lure) la série acquiert son faciès pélagique franc.

Cette ligne de changement rapide de faciès ainsi restituée (i.e. compte tenu des déformations tangentielles, cf. p. ) présente une orientation sensiblement E-W (fig. 31), déjà mentionnée par COTILLON dans l'Arc de Castellane (1971).

Les différentes cartes d'isopaques décompactées et d'extension des quatre séquences confirment l'absence très générale de sédiments sur cette zone haute pérenne, exceptés quelques placages dans l'Arc de Castellane (COTILLON, 1971) non représentés ici et dans le champ de Banon (fig. 32 et 33).

Dans ce dernier secteur on remarquera l'absence de la séquence B (ainsi qu'aux Jas, au Sud de Sisteron) **sous la séquence G représentée** (fig. 32 et 33a et b) : s'agit-il d'une lacune par non-dépôt (et dans ce cas, une émergence s'est-elle produite ?) ou bien s'agit-il d'une ablation (érosion, slumping) ? Les données actuelles ne permettent pas de trancher entre ces deux hypothèses (\*).

Le Clansayésien n'a, quant à lui, été identifié qu'en trois affleurements situés vers l'extrémité nord du champ de Banon, 2 km avant la crête de Lure : il se présente sous un faciès de marnes glauconieuses vertes indiquant là encore un dépôt très réduit sur une zone haute. Ce faciès inhabituel a été observé en deux autres endroits (Les Paulons, ravin de Combelle) près de Sisteron (cf. ci-dessous).

(\*) Dans le mont Ventoux et les monts de Vaucluse des marno-calcaires du Bédoulien terminal ont été observés au-dessus de l'Urgonien ; ils pourraient être l'équivalent de la séquence B, absente à partir du graben du Sault de Vaucluse.

## 1.2. Le Nord

Si la bordure sud était jusqu'alors assez bien connue, par contre seules les séries du Vercors caractérisaient un domaine nord peu profond, avec les marnes à orbitolines du Bédoulien supérieur (équivalentes de la série B ?) et la lumachelle à bryozoaires et échinodermes du Gargaso-Clansayésien (THIEULOY et GIROD, 1964 et 1965 ; DELAMETTE, 1982).

Pourtant dès 1971 l'absence de l'Apto-Albien était signalée sur la crête de la Blanche à l'Aiguillette, le Cénomaniens reposant alors sur l'Hauterivien supérieur (CHEVALIER et al., 1971) ; un peu au Nord la lacune est plus importante encore avec un substrat valanginien pour ce même Cénomaniens (BEAUDOIN, communication orale).

J'ai complété ces premières informations en levant plusieurs coupes dans la vallée du Bachelard (PF et Bh) et à Saint-Delmas-le-Selvage (SDS) ; la situation est tout à fait identique : par exemple près du hameau des Longs (coupe Bh), le Vraconien réduit à 10 m repose sur des calcaires néocomiens et il est recouvert par du Cénomaniens inférieur non basal peu épais. Plus au Sud, à Allos, la série albiennaise très épaisse (plusieurs centaines de mètres) est semble-t-il complète, tandis que l'Aptien est présent mais tronqué, limité à ses deux séquences clansayésiennes ( $K_1$  et  $K_2$ , fig. 30, 32 et 33).

Dans le Dévoluy, les "marnes bleues" sont peu épaisses (une centaine de mètres) mais très mal datées. La série atteignant localement le Vraconien paraît toutefois réduite ; cette configuration semble analogue à celle observée entre Seyne et Saint-Delmas ; on remarquera la présence commune de bancs gréseux (vraconiens ?) dans le Dévoluy et à l'Aiguillette.

Ces observations suggèrent l'existence d'une zone haute orientée sensiblement E-W (avec la précision due à la remise "en place" de la Nappe de Digne) au-delà de laquelle les dépôts post-aptiens à anté-vraconiens ont été absents ou très peu épais. Un fonctionnement plus précoce serait attesté peut-être par le caractère très réduit des séries néocomiennes de la Montagne de la Blanche (CHEVALIER et al., 1971). De plus dès le Tithonique-Berriasien les sens d'alimentation dans le Dévoluy et de Seyne au Bachelard sont orientés vers le Sud.



La coupe d'Allos correspondrait alors à un "onlap" sur cette structure haute déjà ébauchée ; cette indication isolée est cependant insuffisante car elle pourrait aussi bien s'interpréter comme une morphologie locale.

### 1.3. A l'Ouest et à l'Est

Les chevauchements de la zone interne ne permettent pas de préciser l'extension vers l'Est du bassin, au-delà du Massif de l'Argentera. Les rares affleurements préservés à l'Ouest (Le Teil, Viviers, Pont-Saint-Esprit) suggèrent une bordure occidentale située un peu à l'Ouest du Rhône.

## 2. LE BASSIN

Ces bordures délimitent un domaine de bassin d'orientation sensiblement E-W dans lequel va se déposer la série aptienne pélagique.

Les données directionnelles assez abondantes permettent de préciser sa paléotopographie : celle-ci, loin d'être une fosse homogène, est caractérisée par un sillon subméridien (le sillon du Buëch) vers lequel convergent deux pentes régulières (fig. 34).

La sédimentation pélagique est très contrastée : l'examen des cartes d'isopaques décompactées, la distribution spatiale des grès et des slumps (séquence par séquence) illustrent la grande variabilité des dépôts et la même localisation spatiale des grès et des slumps, ces derniers pouvant localement représenter 90 % de la série (fig. 32 à 35).

### 2.1. La morphologie de Pierre Ecrite

La grande dispersion des points sur le flanc est rend difficile l'interprétation des cartes d'isopaques, même si certaines variations d'épaisseur paraissent importantes. Cependant l'abondance des résédiments dans la séquence B (fig. 35a), l'étroit parallélisme des sens de courant et la présence des grès sur le même axe NW-SE conduisent à suspecter la présence d'une morphologie en creux : une section subméridienne effectuée à la hauteur du synclinal de Barrême (la base du faisceau

clansayésien étant mise conventionnellement à l'horizontale, les coupes étant décompactées) met en évidence une large forme érosive avec localement lacune totale de la séquence B, coupe de Bruxelles, fig. 36). Celle-ci a canalisé des turbidites gréseuses et des slumps épais à olistholites pluridécamétriques barrémiens et bédouliens (CHAPPAZ et al., 1971 ; de GRACIANSKY et al., 1972). Les trois slumps reconnus B<sub>1</sub>,  $\gamma$  et B<sub>2</sub> remanient successivement un matériel assez homogène au sein des marnes aptiennes :

- B<sub>1</sub> comporte des lambeaux et des blocs bédouliens, métriques, et en particulier un panneau correspondant à la surface sommitale des calcaires aptiens avec des terriers caractéristiques en "trou de serrure". Cette même surface est connue en place à la Ferme Vignon (coupe FV, fig. 36).
- $\gamma$  surmonte un niveau blanc incomplet ; il remanie uniquement des lambeaux marno-calcaires appartenant au niveau blanc et à la série sous-jacente. Ce slump, en fait identifié en de nombreux points du bassin, résulte vraisemblablement d'un écroulement en masse consécutif à un tremblement de terre (cf. p. ).
- B<sub>2</sub> est composé de lambeaux calcaires métriques à plurimétriques, datés du Barrémien et emballés dans une matrice marneuse gargasienne (z. à *cabri*).

Ce rapide examen du matériel suggère le décorticage successif (le Bédoulien puis le Barrémien) d'un relief calcaire proche (similitude de la surface sommitale observée sur le bloc et en place à quelques kilomètres de là) avec en plus l'interstratification d'un "événement sismique" (slump  $\gamma$ ). Les déformations souples observées dans les lambeaux calcaires indiquent que ceux-ci n'étaient pas encore totalement lithifiés lors du dépôt des marnes aptiennes après 2 à 3 millions d'années, soit un ordre de grandeur comparable à d'autres séries (BEAUDOIN et al., 1975 ; FERRY, 1976, ...).



Ces différentes observations militent en faveur de l'existence d'une morphologie en creux large d'une dizaine de kilomètres dans laquelle se sont accumulés les résédiments. Sa localisation très proche du canyon de Pierre Ecrite dont le fonctionnement a été démontré au Tithonique-Berriasien (POUSSIN, 1976 ; BEAUDOIN, 1977) suggère de lui attribuer le même nom.

Cependant l'identification de la source et du trajet des venues gréseuses (présentes à Beaudinard et aux Sauzeres, fig. 37) pose le problème de sa suite vers l'amont, à l'Est de Barrême : en effet, aucune coupe ne révèle la présence de grès (ni à Saint-André-les-Alpes, ni à Saint-Léger) ; mais ceci est peut-être lié à la rareté des points d'observations ...

## 2.2. L'Eventail de Ceüse

Cette analyse conduit naturellement à s'interroger sur le flanc occidental du bassin : une zone particulière s'y distingue avec de forts pourcentages de résédimentation, des convergences des sens de courant et des épaisseurs anormalement fortes et faibles.

L'étude détaillée de ce secteur (cf. II, p. ) permettra de caractériser une morphologie sous-marine large de 20 km, suivie sur 70 km de longueur : l'Eventail de Ceüse.

## 3. EXTENSION ET EVOLUTION DES SEQUENCES

Les quatre séquences aptiennes B, G, K<sub>1</sub> et K<sub>2</sub> présentent à première vue des extensions comparables (fig. 33a, b, c, d). Les deux séquences B et K<sub>1</sub> sont caractérisées par leur faisceau marno-calcaire identifié banc par banc dans tout le domaine de bassin ; ceux-ci seront étudiés dans le troisième chapitre. Dans le détail la séquence G est la seule représentée (partiellement) au Sud de la Montagne de Lure par une série marneuse épaisse, tandis qu'au Nord-Est trois affleurements indiquent la présence du Clansayésien sous un faciès inhabituel (les marnes vertes) et réduit.

La différenciation entre les bordures et le domaine de bassin a été enregistrée au niveau de la discontinuité G/K<sub>1</sub> tant au niveau chronologique qu'au niveau de son expression sur le terrain :

- En tout point du bassin (au sens large) les premiers sédiments (hors lacune de K<sub>1</sub>) immédiatement au-dessus de cette discontinuité sont datés de l'extrême sommet de la zone à *trocoidea* ou bien de la zone à *bejaouensis*. Cette incertitude est négligeable car liée à l'apparition d'une neuvième loge chez les hedbergelles (passage de *H. trocoidea* à *H. bejaouensis*) : les premiers individus restent dans un tel schéma évolutif, toujours très rares.
  - Par contre, l'âge des termes sous-jacents varie considérablement (fig. 38) : sur les bordures sud et ouest la série ne dépasse pas la base de la zone à *trocoidea* (association de *G. algeriana* et *H. trocoidea*). Dans les zones plus profondes on atteint toujours le milieu de la zone à *trocoidea* (disparition de *G. algeriana* ; présence de *H. trocoidea* seule) sur une épaisseur de quelques mètres (Les Sauzeres ; Tarendol).
  - Dans le domaine de bassin, un faisceau de quelques bancs calcaréo-marneux marque le sommet de la séquence G. A Beaudinard, quelques filonnets centimétriques le pénètrent depuis la surface de discontinuité sur quelques mètres ; en lames minces ils apparaissent comme le remplissage de fentes par un matériel **bréchiq**ue à éléments micritiques sombres (rares foraminifères pélagiques parfois remplis de phosphate) baignant dans une matrice fine avec d'abondants cristaux de barytine. Le baryum est également abondant à Serres Chaitieu (2 % de la roche totale) où la discontinuité se traduit par un niveau centimétrique d'argiles plastiques (fig. 39).
- Sur les bordures et plus précisément dans la région de Sisteron, deux affleurements (Les Paulons, Coteaux de Ponfige) montrent le sommet de la séquence G caractérisé par la présence, outre de colonnaires, d'un ou plusieurs horizons sablo-glaucieux peu épais (fig. 39), indiquant une diminution de la tranche d'eau et un ralentissement de la sédimentation.



Des variations identiques ont été observées avec la séquence  $K_1$  : celle-ci peut être totalement absente (Saint-André-les-Alpes, La Sauzette). On a alors télescopage entre les deux discontinuités  $G/K_1$  et  $K_1/K_2$ . Un affleurement (Ravin de Combelle, près de Sisteron) montre entre les marnes "banales" de  $G$  et  $K_2$ , une séquence  $K_1$  limitée à 20 cm et constituée de marnes vertes, glauconieuses au sommet. Un faciès analogue et de même âge a été observé au Nord du champ de Banon, 2 km au Sud de la crête de Lure.

Sur l'autre bord du bassin, à Gigors, après la discontinuité  $G/K_1$ , les alternances marno-calcaires clansayésiennes cèdent progressivement la place à la lumachelle. Celle-ci supporte dans les Alpes septentrionales une discontinuité érosive datée du Clansayésien (zone à *jacobi*) caractérisée par un net approfondissement des faciès (DELAMETTE, 1982) ; il s'agit sans doute de la discontinuité  $K_1/K_2$  (\*).

Durant l'Aptien, le domaine subalpin est caractérisé par une structuration E-W à laquelle se superpose une architecture subméridienne ; cette dernière joue un rôle essentiel tant sur la distribution des épaisseurs que l'extension des séquences et la géométrie propre du bassin. Il subit en outre des déformations considérables : celles-ci sont enregistrées de façon atténuée dans les zones les plus profondes ; sur les bordures au contraire, leurs manifestations semblent paroxysmales avec des lacunes importantes ( $B$ , sommet de  $G$ ) et des séries réduites ( $K_1$ ).

(\*) Après discussion avec M. DELAMETTE.

## II - L'EVENTAIL DE CEUSE

Les nombreuses coupes levées dans la partie N.W du bassin ont permis, conjointement avec l'analyse de la dynamique sédimentaire (courant et glissement) de caractériser un appareil sédimentaire ayant fonctionné tout au long de l'Aptien (\*), l'Eventail de Ceuse (fig. 40). Il est marqué par l'importance des érosions et la puissance des résédiments (slumps et turbidites), dont il a assuré le transit et le dépôt. Cet appareil a été étudié sur une surface d'environ 70 km sur 40 km, tout à fait comparable à certains homologues actuels.

La géométrie des corps a été reconstituée avec soin, en tenant compte à la fois des données chronostratigraphiques et des caractères lithostratigraphiques (couleur, nature, taille et forme des blocs ou lambeaux dans les slumps ; corrélation et évolution séquentielle des turbidites gréseuses ; épaisseur et rythme des bancs calcaires, ...) et en multipliant les observations intermédiaires de façon à s'assurer aussi bien que possible de la continuité spatiale des niveaux corrélés.

La présentation sera effectuée en respectant le découpage naturel issu de l'analyse séquentielle.

### 1. LA SEQUENCE B

La comparaison entre les coupes de Serres Chaitieu, Coste Mare, Saint-Jaume, Tarendol et Saint-Auban ( $SC$ ,  $CM$ ,  $SJ$ ,  $Ta$ ,  $StA$ , fig. 40) révèle la présence de trois slumps principaux ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$ ) sous ( $\alpha$  et  $\beta$ ) et sur ( $\gamma$ ) le "niveau blanc" (fig. 41). Les deux premiers remobilisent (exclusivement) des éléments empruntés respectivement au substrat calcaire ( $\alpha$ ) et aux marnes riches en matière organique du sapropel  $S_1$  ( $\beta$ ). Le troisième ( $\gamma$ ) remanie des blocs du faisceau du "niveau blanc". Situé au sommet de la séquence  $B$ , il a été identifié dans l'ensemble du bassin (cf. p. ).

La cartographie de ces corps (fig. 42 à 44) révèle une extension et un volume de matériel résédimenté considérables (plusieurs centaines de  $km^2$  et plusieurs  $km^3$ ). La superposition des axes instantanés de dépôt et les sens de transport

(\*) En fait depuis beaucoup plus longtemps.



mesurés suggèrent leur canalisation dans une morphologie en creux (fig. 45). Vers l'aval, le contour festonné visible pour le premier corps ( $\alpha$ , fig. 42) indique un étalement du matériel, ce que confirme la divergence des directions de glissement. La carte d'isopaques globales montre une zone de forte épaisseur en dépit du jeu synsédimentaire d'une faille appartenant au faisceau du Risou (fig. 46) ; orientée NW-SE puis E-W, elle correspond à l'évidence à la superposition de ces faisceaux contournés.

## 2. LA SEQUENCE G

Cette séquence est caractérisée par un grand nombre de slumps très puissants (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres, en configuration actuelle) et comportant des blocs de dimensions pluridécamétriques (voire hectométriques), ainsi que par l'abondance des niveaux turbiditiques (fig. 47).

Ces différents corps (A, B, C, D, E, F, G, H, I, J et K) ont été cartographiés un par un [fig. 48 à 51, (\*)] : leur extension peut dépasser 500 km<sup>2</sup>. Le volume de matériel déplacé atteint alors 20 à 30 km<sup>3</sup> (pour une épaisseur moyenne comprise entre 40 et 60 m, cf. corps A, fig. 48) ; leur faciès, très sableux et glauconieux, est inconnu dans le domaine bassin où les dépôts sont exclusivement marneux. L'analyse de la microfaune confirme leur appartenance au domaine de plate-forme, impliquant un transport horizontal au moins égal à la longueur du slump soit ici plus de 50 km (cf. II.A.I., p. ).

L'épaisseur maximale reconnue pour les blocs est d'environ 50 m (non décompacté) ; on peut donc estimer à une centaine de mètres l'épaisseur de la série affectée dans la **zone de départ** (compte tenu d'un taux de compaction voisin de 2) : cette dernière avait donc, pour un volume de 20 à 30 km<sup>3</sup>, une surface de **2 à 300 km<sup>2</sup>**. Cet ordre de grandeur est voisin de ceux envisagés par FERRY et FLANDRIN (1979) et ARNAUD (1981) dans le Barrémien du Vercors.

(\*) Seules les cartes des corps A, E, F et I ont été reproduites ; tous les documents analytiques ont été portés en annexe.

Si l'on superpose tous les axes instantanés de dépôt (de A à K, fig. 52), leur étroite coïncidence prouve que ces faisceaux contournés se sont accumulés dans une **même morphologie en creux**, légèrement décalée vers le Nord par rapport à la séquence B. La cartographie des différents corps suggère en outre que le matériel resédimenté a transité à l'amont par deux zones basses pérennes (Bourdeaux et La Chaudière (\*)). Elle coïncide avec la bande de surépaisseur -50 km de long sur 10 km de large- visible sur la carte d'isopaques (fig. 53a) ; l'essentiel des faciès resédimentés y est concentré, en l'absence quasi-totale de sédiments "en place" (fig. 53b et c). Cette morphologie sous-marine est bordée au Sud par une zone de faibles épaisseurs, en partie due à une érosion à la base de la séquence K<sub>1</sub> ; sa zone axiale est caractérisée également par des lacunes partielles des séquences G et B. Elle est alimentée ainsi que l'attestent les sens de courant mesurés d'abord du NW vers le SE, puis d'W en E, avant de s'infléchir vers le secteur NE (fig. 53d).

Après une phase initiale d'érosion (base du corps A), son remplissage s'opère par un comblement progressif qui se traduit par une "restriction" progressive de l'extension des corps, de A à D (fig. 54a). Ce remplissage oblige probablement le corps E à une migration vers le Nord. Son dépôt correspond à une seconde phase de restriction des dépôts comprenant les corps E, G et H (fig. 54b). La fin de la séquence correspond à la mise en place de deux slumps majeurs, I (très reconnaissable avec ses boules de grès décimétriques à métriques : il s'agit en fait d'anciennes turbidites déformées lors du glissement sous-marin ; le grano-classement et les structures internes -laminations, rides- sont encore visibles) et K. La virgation de leurs isopaques dans le secteur de Rosans (slump I, fig. 51) indique l'influence d'une tectonique synsédimentaire.

(\*) Un domaine d'épaisseurs plus faibles sépare de manière répétitive ces deux zones basses, formant un relief d'orientation N.NW-S.SE à rapprocher de l'actuel chevauchement de la Montagne de Couspeau. Une telle observation a déjà été faite dans l'Hauterivien où cette structure anticlinale paraît avoir contrôlé le dépôt de barres calcarénitiques (in LE DOEUFF, 1977, fig. 99 ; JOSEPH, communication orale).



### 3. LA SEQUENCE $K_1$

Cette séquence montre l'installation du faisceau marno-calcaire clansayésien, dans lequel s'intercalent plusieurs slumps remaniant essentiellement du matériel pélagique, de même âge (fig. 55) :

- $\Sigma_1$  n'est préservé qu'en quelques points (du fait de l'érosion par le "Grand Slump"  $\Sigma_2$ ) situés sur les bords de la vallée et à l'amont ; bien que d'épaisseur plus faible que le "Grand Slump"  $\Sigma_2$ , il semble avoir eu une extension comparable (annexe ).
- Le "Grand Slump"  $\Sigma_2$  est remarquable par son extension (plus de  $1\,200\text{ km}^2$ ) et son épaisseur (plus de 120 m, fig. 56) : le volume déplacé atteint sans doute  $60\text{ km}^3$  ! Des blocs de longueur hectométrique et d'épaisseur pluridécamétrique ont été découpés, transportés et pourtant ont conservé leur stratification originelle, rendant quelquefois ardue l'analyse de certains affleurements !
- $\Sigma_3$ ,  $\Sigma_4$ ,  $\Sigma_5$  et  $\Sigma_6$  correspondent à de petits slumps d'épaisseur (et d'extension) plus modeste (fig. 57 et annexe ).

Tous ces faisceaux contournés sont très bien identifiés grâce aux bancs calcaires du faisceau alternant : ceux-ci, corrélés un par un dans l'ensemble du secteur considéré, voire dans tout le bassin, constituent d'excellents repères lithostratigraphiques, en particulier pour l'identification de sills gréseux sédimentaires (p. ).

A partir de ces corrélations il a été possible de déterminer une partie de la zone de départ de ces slumps, entre autres  $\Sigma_1$  et  $\Sigma_2$ . Ces derniers sont en effet absents au Nord d'un accident orienté NE-SW : à leur place se trouvent des marnes et des marno-calcaires de même âge, sur une épaisseur comparable (fig. 55 et 56). Au col de

la Chaudière, à l'Est de cet accident, la séquence  $K_1$  est très réduite (78 m contre près de 200 m) et ces slumps sont absents. Ce secteur correspond sans doute aussi à une partie de la zone de départ de  $\Sigma_1$  et  $\Sigma_2$ , délimitée (?) par des failles (fig. 56).

Ces slumps résultent donc d'un écoulement en masse à partir d'une niche d'arrachement dont la géométrie est au moins partiellement contrôlée par des failles. Un tel dispositif a déjà été suggéré par ARNAUD (1981) dans le secteur de Glandage à la fin de l'Urgonien et à la base du Cénomani.

Dans le cas du "Grand Slump" la surface de la niche d'arrachement est d'environ  $300\text{ km}^2$  ( $1\,200\text{ km}^2$ , 50 m d'épaisseur moyenne ; 200 m d'épaisseur initiale de la série) ; cet ordre de grandeur ( $30\text{ km} \times 10\text{ km}$ ) semble compatible avec sa cartographie actuelle.

Par sa puissance, le "Grand Slump" structure à lui seul la carte d'isopaques de  $K_1$  (fig. 58) dont l'allure est proche de celle de la séquence B. La morphologie sous-marine étant restée active tout au long de cette période, l'axe majeur de transport en se déplaçant vers le Sud, a retrouvé sa localisation du Bédoulien.

### 4. LA SEQUENCE $K_2$

Dans cette ultime séquence aptienne, l'influence des pentes décroît sensiblement. Les niveaux résédimentés [une barre sableuse à l'origine de sills et de dykes (p. ) et un slump marneux  $\Sigma_7$ ] sont localisés dans la moitié inférieure de la série (fig. 59).

- Cette venue gréseuse se présente sous la forme d'une barre homogène renfermant de nombreux galets mous argileux ; sa surface inférieure porte des figures de courant et quelques laminations parallèles sont visibles à son sommet : elle est interprétée comme une coulée sableuse dense (pas de grano-classement) du type fluxoturbidite (SLACZKA et THOMPSON, 1981). Elle reste cantonnée dans un étroit chenal orienté E-W d'environ 5 à 6 km de large, se ramifiant dans le secteur de Rosans en liaison avec le fonctionnement du faisceau d'accidents du Risou



(fig. 60). Sa cartographie suggère un amont à proximité de Nyons : une coupe levée près de Rousset-Les-Vignes montre au-dessus des bancs calcaires de la séquence  $K_1$  une barre sableuse puissante (plus de 30 m) analogue à celle de Rosans ; elle est ravinée par une turbidite grossière d'environ 4 m (à nombreux quartz plurimillimétriques) (annexe ). Après quelques alternances marno-sableuses vient un slump épais daté du Vraconien. Les grès n'ayant pu être datés, on ne peut avancer que des hypothèses. Je proposerais que la première venue gréseuse soit la fluxoturbidite de la séquence  $K_2$ , appartenant ainsi à l'Aptien et non à l'Albien.

-  $\Sigma_7$  est le dernier slump de la séquence aptienne. Bien que d'épaisseur modeste son extension reste considérable, puisqu'il est identifié jusqu'à Veynes (fig. 61).

Cette activité modérée dans l'Eventail se traduit par une carte d'isopaques peu contrastée (annexe ). Dès la fin de  $K_2$  et durant tout l'Albien, les slumps disparaissent (presque) totalement ; les dépôts pélagiques sont à peine interrompus par quelques venues gréseuses peu épaisses.

## 5. LE FONCTIONNEMENT DE L'EVENTAIL

Au sein de cette morphologie plusieurs secteurs s'individualisent par l'organisation verticale et horizontale des slumps et des turbidites.

### 5.1. La zone de Bourdeaux - La Chaudière

Dans ce secteur situé à l'amont de l'éventail (fig. 62), les grès sont principalement représentés par deux grands chenaux au sein de la séquence G (corps F et F') et un ensemble localisé à la base de la séquence  $K_1$ .

Les corps F et F' se présentent sous la forme de barres sableuses massives chenalissantes ; elles sont interprétées comme des fluxoturbidites. Un faisceau de barres

gréseuses vertes décimétriques à métriques à laminations parallèles et rides superposées (interprétées comme des turbidites amalgamées), intercalé de petites turbidites à patine jaunâtre, est présent dans l'affleurement des Cosmes (fig. 63, localisation fig. 64).

La qualité exceptionnelle de cet affleurement a permis de suivre **en continu** l'évolution des corps gréseux F et F' (fig. 63). Ils correspondent à d'étroits chenaux (moins d'une centaine de mètres de largeur) orientés W.NW-E.SE.

Le corps F surmonte le slump E dont le faciès à grands blocs contournés argilo-gréseux verdâtres à violacés est très caractéristique : une barre gréseuse métrique à décimétrique a ainsi été identifiée dans tout le pays de Bourdeaux, dans la même position stratigraphique. Elle présente en plusieurs affleurements des variations rapides d'épaisseur (0 à 10 m en quelques dizaines de mètres, Le Taris, Bourdeaux, Les Peirassols, ... ) confirmant son caractère chenalisé. Une mise en cartes de ces informations et de rares indications directionnelles relevées révèle la présence d'au moins **quatre chenaux gréseux parallèles** (fig. 64a) ; deux d'entre eux ont été suivis sur plus de 10 km de distance ( $F_{II}$  et  $F_{III}$ ) dans le pays de Bourdeaux.  $F_I$  et  $F_{III}$  étant même corrélés jusqu'à Valouse et La Charce soit une vingtaine de kilomètres (corps F, fig. 50). Enfin, une observation localisée (Les Marnes, fig. 64b) démontre le contrôle par un accident N 160° de la zone de dépôt d'une de ces barres.

Le faisceau de turbidites clansayésiennes est quant à lui restreint à l'affleurement des Cosmes : son éventuel prolongement - aligné sur celui de  $F_{III}$  (?) a été détruit après les deux slumps  $\Sigma_1$  et  $\Sigma_2$ .

Dans la série gargasienne les trois corps G, H et J sont remarquables par leur faciès : il s'agit de slumps à grands blocs pluridécimétriques à hectométriques calcaréo-marneux. De nombreux blocs dont la stratification a été préservée présentent une évolution verticale depuis des marnes (à la base) vers un sommet très carbonaté.

Ce faciès typique a été reconnu **en place** à Piégros (au Sud-Est de Crest), 5 km au Nord des Cosmes ; la série gargasienne supérieure y est constituée de plusieurs séquences analogues qui ont probablement alimenté successivement les slumps G, H et J. Leur zone de départ paraît proche de la ligne Soyans - Saou, superposée à un accident NW-SE.



Deux profils (l'un transverse, l'autre longitudinal) et un bloc-diagramme visualisent la géométrie des différents corps sédimentaires (fig. 65, 66 et 67) : slumps et grès s'empilent dans une morphologie étroite (quelques kilomètres) suivie sur une dizaine de kilomètres (GRENETIER, 1984). Les corps gréseux très étroits définissent des zones axiales pérennes contrôlées parfois par un jeu d'accident (fig. 64b, 65). Les axes instantanés de dépôt des slumps sont localisés dans trois branches principales : deux, subméridiennes coïncident avec le trajet des chenaux  $F_I$  et  $F_{III}$  ; la troisième, orientée NW-SE est par contre nettement oblique (annexe ). Dans une même branche les axes montrent une migration relevant pour partie d'une compaction différentielle (BROWN, 1975) et de la forme nettement biconvexe des slumps (fig. 65, 67).

Plusieurs failles synsédimentaires ont été identifiées (Les Marnes, Les Granges, Mornans, ...). Celle de Mornans a notamment contrôlé le dépôt des slumps  $\Sigma_1$  et  $\Sigma_2$  et probablement induit les érosions visibles à la base des corps I et J.

Ce secteur de Bourdeaux est ainsi d'abord caractérisé par la succession verticale dans une morphologie étroite d'un grand nombre de corps sédimentaires pour lesquels des corrélations chrono- et lithostratigraphiques, un suivi à l'affleurement et en cartes, permettent d'appréhender la géométrie à plusieurs échelles (hectométriques à plurikilométriques).

## 5.2. La zone d'Arnayon - Rosans

Une quinzaine de kilomètres à l'aval (fig. 62), l'organisation des dépôts est un peu différente : les slumps sont encore piégés dans des zones basses pérennes comme celle du ravin des Pennes (fig. 68 ; le profil est intermédiaire entre une section transverse et une section longitudinale). Leurs axes de dépôt se ramifient en plusieurs bras, marquant le début de l'étalement du matériel (fig. 42, 52 et 56). Cette ramification correspond également à l'individualisation de deux grandes zones basses parallèles fonctionnant à tour de rôle : au Sud pendant les séquences B et  $K_1$ , au Nord pendant la séquence G.

Outre le chenal F, les grès sont assez abondants ; ils sont constitués de turbidites centimétriques à pluridécimétriques organisées en faisceaux à l'intérieur de larges formes en creux (fig. 68). L'analyse des épaisseurs et des structures montre une

évolution verticale du type "thining and fining up" (annexe ), suggérant un remplissage de chenal (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1974).

## 5.3. La zone de Serres-Ceüse

Dans la partie la plus en aval de la morphologie (fig. 62), l'étalement des dépôts semble constituer la règle générale. Les chenaux gréseux ont disparu, remplacés par des turbidites fines, distales (divisions Tb/Tc ou Tc/Td de Bouma) montrant dans un même faisceau des sens de courant fortement divergents. Elles s'assemblent en faisceaux métriques à plurimétriques grano- et stratocroissants - "thickening" et "coarsening up" (Bruis, Le Moulin, Etoile, annexes et ).

Le contour aval festonné de plusieurs slumps (  $\alpha$ , A,  $\Sigma_2$ ,  $\Sigma_7$ , fig. 42, 48, 56 et 61) indique l'étalement du matériel selon un dispositif en lobes, confirmé par des sens divergents de courant et de glissement.

L'appareil sédimentaire ainsi restitué dans sa géométrie ressemble tout à fait aux modèles classiques d'éventails sous-marins (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1974 ; NORMARK, 1978 ; WALKER, 1978 ; ...) tant en ce qui concerne l'évolution géométrique des corps présents que leur organisation interne.

L'Eventail de Ceüse a fonctionné en fait depuis l'Oxfordien supérieur jusqu'au Cénomani (au moins) (BEAUDOIN et al., 1975 ; BEAUDOIN, 1977 ; LE DOEUFF, 1977 ; JOSEPH et SEMPERE, 1977 ; BEAUDOIN et FRIES, 1984 ; FRIES et BEAUDOIN, 1985). Au long de l'Aptien, **trois mécanismes** contrôlent au moins partiellement **son fonctionnement interne** :

- **L'érosion** peut faire disparaître plusieurs dizaines de mètres de sédiments (Le Gargasien supérieur - zone à *algeriana* - repose sur le Bédoulien supérieur). Les morphologies en creux piègent slumps et grès avec un remplissage progressif provoquant une restriction concomitante de l'extension des corps ("séquences" A, B, C, D, E, G, H).



- **Le jeu de failles synsédimentaires** contrôle la géométrie des zones de départ des slumps, et plus en aval modèle le réceptacle sédimentaire (failles de Mornans, du Risou).
- **La compaction différentielle** entre slumps pré-compactés et marnes (BEAUDOIN et FRIES, 1983 ; BEAUDOIN et al., 1985) conduit à l'installation d'un creux décalé par rapport au précédent, une fois celui-ci comblé.

### III - LES FAISCEAUX MARNO-CALCAIRES ALTERNANTS

La série aptienne essentiellement marneuse comporte deux faisceaux marno-calcaires alternants reconnus dans tout le bassin : le faisceau du "niveau blanc" et le "Clansayésien". Ces deux unités sont constituées d'un nombre limité de bancs calcaires, calcaréo-marneux ou à peine indurés, décimétriques, séparés par des passées marneuses décimétriques à pluridécimétriques. Le lever détaillé de nombreuses coupes a démontré l'existence de plusieurs bancs (dans chacun des deux faisceaux) dans l'ensemble du bassin, indépendamment des morphologies. Les processus conduisant à leur dépôt ne sont alors pas uniquement d'origine gravitaire.

L'approche méthodologique est dans ce chapitre orientée sur la géométrie des objets, par l'analyse de cartes isopaques, d'écorchés et de bloc-diagramme afin d'apporter un élément de réflexion sur leur mise en place.

#### 1. LE FAISCEAU DU "NIVEAU BLANC"

Disposant à travers le bassin d'à peine une vingtaine de coupes (\*) (fig. 71), souvent tronquées par la présence d'un slump, l'analyse des évolutions horizontales de ce faisceau est malaisée. Assez peu épais, celui-ci ne comporte que trois sous-ensembles quasi-constants : un doublet calcaire (le "niveau blanc" proprement dit), un triplet (ou quadruplet) superposé et, quelques mètres plus haut, deux bancs calcaréo-marneux espacés de 2 à 3 m ; le dernier banc précède la discontinuité B/G de 1 à 2 m au plus (fig. 72).

(\*) Celles-ci sont données en annexes à l'échelle de 1/100.



Les variations d'épaisseur du faisceau (complet), de 22 à 35 m (soit près de 60 %), sont liées essentiellement à celles des interbanes marneux : en effet, les bancs calcaires représentent à peine 30 % de l'épaisseur totale du faisceau avec des valeurs (cumulées) comprises entre 6 et 11 m. Ce poids prépondérant des marnes dans la constitution du faisceau est un argument en faveur de l'indépendance des calcaires vis-à-vis des marnes ; une observation identique a été faite pour le faisceau valanginien (COTILLON et al., 1980).

L'intercalation de slumps (coupe de Pévoyer, fig. 72) peut altérer tout ou partie du faisceau. Le dernier banc scelle dans le bassin un slump puissant qui remanie des blocs de calcaires barrémo-bédouliens et des lambeaux du faisceau du niveau blanc jusqu'au banc sous-jacent. Ce slump, identifié dans l'Eventail de Ceüse - corps  $\gamma$  - a été reconnu en plusieurs points du bassin (secteur de Sisteron, vallée de Pierre Ecrite) dans des morphologies alimentées depuis des secteurs indépendants (fig. 73) : l'origine de ce glissement sous-marin est sans doute d'origine sismique : on remarquera qu'il se produit très peu avant la discontinuité B/G.

De manière générale les calcaires et les marnes du faisceau sont un peu bioturbés, et très pauvres en macrofossiles ; la microfaune est par contre très riche, largement dominée par le plancton (90 à 99 %). Au sein de celui-ci, la présence dans plusieurs coupes de *S. cabri* SIG. indique, par comparaison avec la forme éocène *Hantkenina* et actuelle *Hastigerinella digitata* des eaux assez chaudes, bien stratifiées et assez profondes. Le microfaciès des deux bancs calcaires du niveau blanc est plus banal : il s'agit d'une biomicrite à radiolaires et foraminifères planctoniques ; les quartz sont petits et très rares, de même que les grains de glauconie et de phosphate.

## 2. LE CLANSAYESIEN

Généralement plus épais et plus carbonaté que son homologue du "niveau blanc", le faisceau clansayésien constitue un repère lithologique et cartographique qui a servi depuis longtemps aux géologues pour différencier l'Aptien de l'Albien dans le

bassin subalpin. Contrairement à son prédécesseur de la séquence bédoulienne, il est beaucoup plus variable : d'une coupe à l'autre les épaisseurs sont très contrastées et surtout des bancs (ou groupe de bancs) peuvent disparaître. Les corrélations successives, menées d'abord dans l'Eventail de Ceüse puis étendues à tout le bassin ont permis d'y reconnaître trois unités principales (fig. 74).

- (1) **Jusqu'au doublet O** : la série, en général peu épaisse (quelques mètres), est constituée de marnes entrecoupées par quelques bancs calcaréo-marneux ; à l'Ouest du bassin, plusieurs coupes voient le développement d'une formation marneuse puis marno-calcaire puissante de plusieurs dizaines de mètres (Chateauneuf de Bordette, Félines, Francillon, Les Cosmes, ...).

Tant par sa lithologie - marnes un peu sableuses alternant avec des bancs calcaréo-gréseux - que son contenu microfaunistique (nombreuses espèces benthiques vivant sur la plate-forme), cet ensemble marque la progradation vers l'Est de la plate-forme. Son extension vers le Sud a été contrôlée au moins par la faille de Mornans qui délimite la zone de départ du slump  $\Sigma_1$  (p. ).

- (2) **Du doublet O au banc 6a** : cette alternance très régulière de bancs calcaires ou calcaréo-marneux et de marnes dans laquelle s'interstratifient plusieurs slumps, comporte une quinzaine de bancs décimétriques. Ceux-ci ont été numérotés et corrélés un par un à travers le bassin.

- (3) **Du banc 6a (exclus) au banc  $\delta$**  : lithologiquement cet ensemble est très comparable au précédent ; tout au plus on y notera une plus grande épaisseur des bancs, reflétant l'évolution séquentielle : cette unité achève la séquence  $K_1$ . Mais les corrélations sont plus délicates en raison d'une grande variabilité des bancs voire même d'une absence totale ou partielle de cette unité.



Les relations entre la puissante série "en place" au Nord de la faille de Mornans et les slumps équivalents ont été décrits un peu plus haut dans l'analyse de l'Eventail de Ceüse (p. ) ; dans ce secteur on s'intéressera donc uniquement aux deux unités supérieures.

Dans la région de Sisteron la géométrie fine de plusieurs bancs [dans l'unité (2)], a pu être appréciée grâce à des affleurements en continu sur plusieurs dizaines de mètres.

Enfin, dans le domaine oriental les deux coupes de Vergons et des Sauzeres-Basses (fig. 74 et annexe ) assurent la corrélation avec le reste du bassin : les autres coupes, déjà très dispersées spatialement, étant soit tronquées par la discontinuité  $K_1/K_2$  (Saint-André-Les-Alpes), soit insuffisantes (Beaudinard, Baumenières), ou encore altérées par un début de métamorphisme (Blégiers, Allos, Saint-Martin d'Entraunes) dans les zones plus internes.

### 2.1. L'Eventail de Ceüse

Dans ce secteur l'ensemble (2) peut être scindé en deux unités (fig. 74) :

- Le slumping  $\Sigma_2$  couronné par sa turbidite sommitale et un banc calcaréo-marneux (bancs 1, 2) puis un intervalle marneux entre 2 et 3, noté par convention ]2, 3[ ;
- Le faisceau de bancs corrélés [3, 6a], dans lequel deux bancs s'individualisent car **toujours calcaires, 3 et 5.**

### 2.1.1. L'intervalle ]2, 3[

Le "Grand Slump"  $\Sigma_2$  couvre une surface considérable (fig. 56, p. ) ; la cartographie du banc 2 et de l'intervalle ]2, 3[ montre que ceux-ci n'existent que superposés à  $\Sigma_2$  (fig. 75 et 76), la réciproque n'étant pas vraie : plusieurs coupes (par exemple Serres Chaitieu (fig. 74) montrent le banc 3 immédiatement au-dessus de  $\Sigma_2$  ; en fait, leur extension est limitée à la partie centrale et amont de  $\Sigma_2$ .

A l'amont les épaisseurs les plus fortes sont localisées sur l'emplacement des axes de transport identifiées avec l'analyse de l'Eventail (Bourdeaux, Arnyon). A la hauteur de Rosans les deux contours très complexes sont festonnés ; le secteur de Rosans assez peu épais dans l'intervalle ]2, 3[ est contrebalancé par une bande plus puissante située sur son flanc sud et dans une moindre mesure sur son flanc nord, suggérant un déplacement des zones en creux sur les bords de  $\Sigma_2$ , qui manifeste ainsi sa géométrie biconvexe (fig. 75 et 76).

Deux faciès ont été reconnus pour le banc 2 : le premier, calcaréo-marneux, est banal ; le second, calcaire (\*) est localisé dans trois secteurs (Bourdeaux, Nyons et Rosans) aux épaisseurs assez fortes. Le faciès calcaire de 2 est restreint à la partie axiale de  $\Sigma_2$ .

(\*) Au sens de son aspect à l'affleurement ; cette notion un peu subjective a été utilisée pour plusieurs bancs et les résultats obtenus furent concordants. Cette observation qualitative nécessiterait néanmoins une quantification par une calcimétrie systématique sur chaque coupe !



### 2.1.2. L'intervalle [3, 6a]

Cette partie du faisceau est remarquable par la finesse des corrélations qu'elle permet ; des niveaux durs centimétriques et des bancs pluridécimétriques sont mis en regard sur plusieurs dizaines de kilomètres de distance (fig. 74).

Des phénomènes de ravinement intraclansayésiens ayant altéré en plusieurs endroits le sommet du faisceau, je ne présenterai donc que les résultats les plus complets concernant l'intervalle banc 3 - banc 5 ([3, 5]).

L'analyse effectuée banc par banc, en épaisseur et en faciès révèle une grande variabilité d'un niveau à un autre :

- Le banc 3 est partout présent et calcaire ; sa carte d'isopaques diffère légèrement de celle de [2, 3[ vers l'aval, avec des zones plus épaisses analogues mais décalées (fig. 77). Ces dernières semblent comme précédemment, éviter le secteur de Rosans.
- Le banc est toujours très riche en ammonites (ceci est vrai pour l'ensemble du bassin) appartenant au seul genre *Hypacanthoplites* : à Nyons comme à Bourdeaux 1, elles sont si nombreuses que l'on peut parler d'une lumachelle d'ammonites où elles sont imbriquées les unes dans les autres sans orientation privilégiée. Vers l'aval de la morphologie, les ammonites sont plus rares mais positionnées toujours à plat, dans les premiers centimètres à la base du banc.
- Dans les deux secteurs précédents le calcaire est très riche en quartz ; partout ailleurs il est plus banal : il s'agit d'une biomicrite à radiolaires, plus rarement à foraminifères et très rares grains de quartz, glauconie et phosphate.

- Les quatre bancs suivants (3a, 3b, 3c et 4) présentent une évolution intéressante bien que localement oblitérée par le slump  $\Sigma_3$  (fig. 78, zone hachurée). L'extension du banc 3a est analogue à celle de 3, mais on note dans le secteur de Rosans la localisation des épaisseurs les plus fortes et des rares faciès calcaires observés (fig. 78a). Les deux 3b et 3c ont une extension très réduite dans des zones étroites d'axes parallèles mais décalés l'un par rapport à l'autre et par rapport à celui de 3a. Ils semblent disparaître latéralement et progressivement (valeurs  $\epsilon$  : niveaux à peine indurés dans les marnes, fig. 78b et 78c).

Avec la même géométrie, le banc 4, assez souvent calcaire, retrouve l'extension de 3 et 3a (fig. 78d). Tout comme le banc 3 il est très riche en ammonites à Nyons et Bourdeaux 1, mais peu fossilifère vers l'aval.

- Un slump ( $\Sigma_3$ ) interrompt cette sédimentation régulière (fig. 57, p. ) ; intercalé entre les bancs 4 et 4a, il remanie du matériel appartenant à l'intervalle [3, 4] : dans plusieurs affleurements (Montmorin, Tarendol), des lambeaux ayant conservé leur stratification montrent sans ambiguïté la succession complète entre le banc 3 et 4. Son axe de dépôt déporté sur le flanc sud de  $\Sigma_2$  est identique à celui du slump  $\gamma$  (séquence B) ; il présente une ramification supplémentaire Montmorin - Saint-Dizier.

La finesse des corrélations permet de reconnaître son substrat et son recouvrement : l'érosion plus forte dans l'axe (jusque sous 3) que sur les bords (4) est très importante à Tarendol (fig. 79a, b) ; dans cette zone de virage (de N.NW  $\rightarrow$  S.SE à W  $\rightarrow$  E) et d'étranglement, les ablations sont sans doute plus importantes.

Son recouvrement progressif (le banc 4a est absent sur tout le trajet de  $\Sigma_3$ ) par les bancs 4b, 4c, 4d et 5 manifeste son caractère biconvexe, bien visible en volume avec le bloc réalisé près de bordure nord, près de



Rosans (fig. 80). Cette caractéristique morphologique est en fait la règle pour les slumps, même si au niveau d'un affleurement les surfaces inférieures et supérieures apparaissent planes (LE DOEUFF, 1977).

- Du banc 4a au banc 5, l'évolution est progressive : les bancs sont présents partout (exception faite du recouvrement du slump  $\Sigma_3$ ) et montrent un faciès de plus en plus calcaire jusqu'à 5, banc analogue à 3 (faune et faciès, cf. annexe ).

Cette analyse niveau par niveau éclaire la carte des isopaques totales de l'ensemble [3, 5] (fig. 81a) dans laquelle on reconnaît la zone épaisse au Sud, correspondant au slump  $\Sigma_3$  ; en retranchant celui-ci, on obtient une carte "corrigée", laissant cette fois un domaine central plus épais quoique légèrement déprimé sur l'axe de  $\Sigma_2$  (fig. 81b).

La distribution spatiale du faciès calcaire des bancs du faisceau [lorsqu'il ne s'agit ni de 3 ni de 5, uniformément calcaire en première approximation] se caractérise par la pérennité des secteurs "plus carbonatés", Bourdeaux, Arnayon, Rosans. Les deux premiers coïncident avec des secteurs à épaisseurs individuelles ou cumulées fortes, le troisième au contraire à des épaisseurs plutôt faibles. Cette anomalie méritant quelque explication, deux configurations extrêmes ont été imaginées pour un même profil subméridien dans le secteur de Saint-André-de-Rosans : l'une met le sommet du "Grand Slump" à l'horizontale (hypothèse 1, fig. 82a) ; l'autre met le banc 5 à l'horizontale (hypothèse 2, fig. 82b).

Dans la première hypothèse le dépôt du faisceau accentue niveau après niveau une morphologie initialement plane ; l'amincissement observable dans la zone centrale semble s'opérer au détriment des marnes, suggérant une érosion de celles-ci lors du dépôt du banc sus-jacent.

Dans la seconde hypothèse, le faisceau nappe le toit du "Grand Slump", régularisant une topographie irrégulière, à l'intérieur d'une morphologie globalement en creux.

La convexité de  $\Sigma_2$  est très vraisemblable, compte tenu de celle déjà observée pour  $\Sigma_3$  ; elle est également argumentée par la divergence des sens de courant mesurés à la base des deux minces turbidites gréseuses (intercalées dans le faisceau clansayésien) à La Serre d'Autruy, lieu des épaisseurs maximales de  $\Sigma_2$ .

Dans ce cas la seconde hypothèse est à retenir et les **trois secteurs** "plus carbonatés" coïncident avec des zones en creux. Cette observation est à rapprocher de travaux antérieurs (LE DOEUFF, 1977) sur l'évolution du rapport calcaire/(calcaire+marnes) dans un bassin : celui-ci décroît globalement des zones les plus externes vers le centre du bassin ; mais à distance égale de ces bords, les plus fortes mesures sont obtenues dans les vallées sous-marines.

### 2.1.3. L'intervalle [6a, 8]

Le sommet de la séquence  $K_1$  est caractérisé par une variabilité importante qui se traduit sur le terrain par plusieurs configurations (fig. 83) :

- Une série "complète" au-delà de 6a, non perturbée, a été préservée en quelques endroits (Bourdeaux, 1, Sigottier, cf. annexe ) ; elle correspond à un faisceau marno-calcaire bien corrélé, stratocroissant, et diminuant d'épaisseur d'amont en aval. Le dernier banc (8) est assez épais (30 à 70 cm en épaisseur actuelle) avec une patine brune inhabituelle ; en lame mince son microfaciès, même loin dans le bassin (coupe d'Etoile), est celui d'un grès à matrice calcaire, légèrement phosphatée, glauconie et fragments de crinoïdes. Ce faciès est à rapprocher de la lumachelle du



Vercors en même position au sommet de  $K_1$ .

- Dans plusieurs coupes ce faisceau est absent ; la séquence s'achève avec le banc 6a ou bien avec un slump très calcaire reposant sur 6a ( $\Sigma_5$ , cf. p. ).
- Trois coupes seulement (Etoile, Pierre Vesce et Montmorin) ont une succession intermédiaire : le slump  $\Sigma_5$  est intercalé entre 6a et les gros bancs  $\alpha$  et  $\beta$ . Il remanie une partie du faisceau qui est de fait largement absente dans l'Eventail.

Dans ces trois derniers affleurements,  $\Sigma_5$  est clairement moulé par les bancs sus-jacents, créant des ondulations plurimétriques bien visibles ; de telles ondulations ont été observées, dans le même faisceau et en l'absence de slump, dans le secteur de Saint-André-de-Rosans où  $\Sigma_5$  disparaît tout comme  $\Sigma_3$ . A proximité de ce faisceau contourné, la topographie a dû être très irrégulière : les bancs sont très épais et très calcaires dans les parties en creux ; ils diminuent d'épaisseur et deviennent beaucoup plus marneux vers les points hauts. Le banc  $\delta$  achève de régulariser le relief (fig. 84). L'hypothèse retenue, à plus grande échelle pour l'intervalle [3, 5] est ici clairement observable sur des affleurements décamétriques.

## 2.2. Le secteur de Sisteron

Le faisceau clansayésien est remarquable dans cette région de Sisteron tant par sa grande variabilité que par de beaux affleurements en continu sur plusieurs dizaine de mètres (Colline du Puy).

Dans cette région, plusieurs secteurs s'individualisent (fig. 85) :

- La colline du Puy et celle du village de Vieux Bévons immédiatement à l'Est : le faisceau alternant est présent et affleure pratiquement en continu sur le flanc nord ;
- Immédiatement à l'Est, l'Albien moyen (séquence  $A_2$ ) ravinant entaille profondément la série aptienne et le Clansayésien ( $K_1$  et  $K_2$ ) est quasiment absent jusqu'à la hauteur de la Durance ;
- En rive gauche, le faisceau alternant est absent (La Sauzette, ravin de Combelle) ; on note la présence des marnes vertes au ravin de Combelle dans une série peu épaisse ;
- Il réapparaît à la hauteur d'Entrepierrres sous son faciès habituel (coupes du ravin de Nevières et de Charagne) ;
- Au Sud, le faisceau est absent aux Paulons, et présent mais très mince et glauconieux près de Montfort (coupe du Coteau de Ponfige).

On s'intéressera ici aux secteurs du Puy et d'Entrepierrres où les alternances sont présentes.

### 2.2.1. La colline du Puy

Deux bancs du faisceau sont très bien corrélables avec le reste du bassin et en particulier le domaine de l'Eventail : il s'agit du doublet O et du banc 3, ici encore assez fossilifères (fig. 86, coupe du Puy 1).

Cet intervalle [O, 3] constitue une unité intermédiaire dont la régularité contraste avec la variabilité des deux faisceaux sus et sous-jacents. Cette variabilité



s'exprime d'abord par un épaississement rapide (visible à l'affleurement) selon une direction NW-SE, suggérant la présence d'un axe d'épaisseurs fortes orienté SW-NE. Il est difficile d'être plus précis car l'Albien moyen est rapidement érosif dès la colline du Vieux Bévons (fig. 86).

Dans l'ensemble inférieur les bancs eux-mêmes forment des lentilles plurimétriques emboîtées les unes dans les autres (fig. 87) : en l'absence d'un affleurement continu la corrélation entre trois coupes fictives I, II et III mettrait certainement en regard les trois bancs calcaires I.

Ces deux unités très changeantes semblent correspondre aux deux ensembles identifiés dans l'Eventail (sous le doublet O et l'intervalle [6a,  $\delta$ ]) : on peut alors s'interroger sur la précision de la corrélation à longue distance effectuée pour l'intervalle [O, 6a] ; dans l'hypothèse d'une configuration similaire à celle de la figure 26 avec des conséquences importantes sur la mise en place du faisceau.

### 2.2.2. Entrepierres

Les deux coupes levées dans ce secteur présentent une organisation très similaire dans laquelle on reconnaît les deux bancs O et 3 (fig. 88). La corrélation avec le Puy est ainsi à la fois aisée pour ces bancs et difficile pour le reste du faisceau.

Ce secteur de Sisteron possède certes sa propre spécificité (forte variabilité, seuls les bancs O et 3 sont présents) mais celle-ci est due à la fois à des phénomènes locaux (proximité de l'accident durancien, cf. p. ) et généraux puisque l'organisation même du faisceau est identique à celle analysée dans l'Eventail.

### 3. CONCLUSIONS

Les deux faisceaux marno-calcaires identifiés dans le bassin présentent des caractéristiques communes :

- Des corrélations fines démontrent que plusieurs bancs (le doublet NB, les bancs 3, 5, ...) se sont déposés dans tout le bassin, indépendamment des morphologies.
- Des variations d'épaisseur et de faciès sont observables ; ces dernières devront cependant être confirmées par des calcimétries systématiques.
- des slumps peuvent s'intercaler au sein des alternances ; leur présence oblitère, sur son trajet et au voisinage, la succession des bancs par une érosion (partielle ou totale) et un recouvrement progressif. Le matériel resédimenté est en général emprunté à la partie du faisceau sous-jacent ( $\gamma, \Sigma_3, \Sigma_4, \Sigma_5$ ).

L'étude de détail du faisceau clansayésien précise de plus les relations entre une morphologie régionale (l'Eventail) ou local (un axe de slumping) et la distribution des faciès et des épaisseurs :

- Marnes et calcaires sont localisés dans les morphologies en creux ;
- Les marnes ennoient les reliefs ;
- Les bancs migrent successivement ; leurs faciès calcaires sont également restreints dans des morphologies très subtiles, où les écarts d'altitude sont à peine de l'ordre du mètre.

L'accumulation d'ammonites dans les bancs (3, 5) constitue en soi-même une discontinuité, un événement biologique difficile à expliquer ; l'évolution horizontale (amont  $\rightarrow$  aval) observée pour 3 tant pour les ammonites que le microfaciès suggère



la présence d'un courant au moment du dépôt de ces bancs (\*) et peut-être un **temps de mise en place assez bref** : en effet les ammonites enchevêtrées à l'amont, forment tout le banc, corrélaté avec celui à l'aval où elles ne sont présentes qu'à la base.

Cette observation corrobore celle faite par B. BEAUDOIN (1977) pour les bancs du Tithonique : leur surface supérieure est très irrégulière ; les ammonites observées montrent la face inférieure du banc intacte et la face exposée complètement corrodée avec parfois la présence de petits nodules ferrugineux dans les parties "en creux". Ceci suggère qu'une longue période de non-dépôt a succédé à la mise en place du banc.

Ces observations ne prétendent pas résoudre le problème de la genèse des alternances elles apportent plutôt des éléments de réflexion et suggèrent des voies de recherche : on peut notamment s'interroger sur la lithification des bancs calcaires et poser le problème de la diagénèse précoce, dont l'influence sur le contenu microfaunistique et minéralogique (DECONINCK, 1984) pourrait être importante, modifiant alors les interprétations antérieures.

(\*) Egalement proposée dans plusieurs bancs calcaires néocomiens par l'orientation non aléatoire des spicules de spongiaires (LE DOEUFF, 1977).

## B - L'ALBIEN

### I - L'EVOLUTION DU BASSIN A L'ALBIEN

La densité d'information concernant l'Albien est plus faible que pour l'Aptien. Les données directionnelles se raréfient également : d'une part les slumps disparaissent presque totalement, d'autre part les grès susceptibles de fournir des directions (sens) de courant font défaut sur le flanc oriental.

#### 1. LA PALEOTOPOGRAPHIE

Les indications disponibles suggèrent en dépit de leur dispersion et de leur rareté une paléotopographie voisine de celle du bassin aptien malgré un rapprochement de la zone de bordure occidentale (fig. 89) ; la série marneuse puissante du bassin (Palluel, Montmorin) se réduit brutalement à la hauteur de l'accident (actuel) de Saillans Condorcet : l'Albien est en effet très lacunaire aux coupes de Chateauneuf de Bordette (CB), Valouse (Va) et La Chaudière (CH).

#### 2. L'ANALYSE SEQUENTIELLE

L'analyse des cartes d'isopaques (décompactées) et la distribution des faciès a été effectuée séquence par séquence de A<sub>1</sub> à A<sub>4</sub> ; par contre j'ai regroupé pour des difficultés d'identification les trois séquences A<sub>5</sub>, A<sub>6</sub> et A<sub>7</sub> : celles-ci bien caractérisées à proximité de la bordure sud (Sisteron, Saint-Etienne-les-Orgues) sont plus difficiles à séparer dans le bassin (fig. 90a à f).



- La séquence A<sub>1</sub> (fig. 90a) : Uniquement marneuse, elle est localisée dans le bassin où son épaisseur paraît très homogène (environ 300 m). Près des bordures (Sisteron, Chateauneuf de Bordette, La Chaudière), sa puissance se réduit avec le jeu de failles synsédimentaires et une discordance de l'Albien moyen (A<sub>2</sub>) ou supérieur. Pauvre en macrofaune, elle est caractérisée par la présence très constante à sa base du sapropel S<sub>2</sub> riche en *Leymeriella* écrasées ; cet horizon disparaît cependant dès que l'on approche des bordures (La Chaudière, Les Paulons).

- La séquence A<sub>2</sub> (fig. 90b) : Avec des épaisseurs un peu plus contrastées que la précédente, elle présente néanmoins une extension comparable avec un faciès plus carbonaté (Allos, Blégiers, Sisteron). Dans cette dernière région, sa base ravinante jusque sur le Gargasien terminal comporte plusieurs slumps remaniant un matériel grésoglaucconieux (d'âge Albien moyen à inférieur) en provenance du S.SW. Un faciès équivalent (corniche glauconieuse à inocérames ; 20 à 30 m maximum) a été reconnu par COTILLON (1971) dans la partie méridionale de l'Arc de Castellane, marquant le domaine néritique. Cette séquence attribuée à l'Albien moyen est toujours passée inaperçue dans le bassin ; elle n'est en fait bien identifiable qu'à Sisteron où ses bancs sont très riches en inocérames. Ailleurs elle n'est repérable que par un cordon de nodules barytiques bien développés à sa base (Hyèges, La Montagne, Montmorin, ...) ; les quelques ammonites récoltées montrent une lacune importante de l'Albien moyen (DELAMETTE, communication orale) sous la séquence A<sub>3</sub> bien datée de l'Albien supérieur.

- La séquence A<sub>3</sub> (fig. 90c) : Elle présente des épaisseurs sensiblement plus faibles que les séquences précédentes avec une distribution spatiale analogue ; on notera en particulier les épaisseurs faibles à nulles dans le secteur oriental.

- La séquence A<sub>4</sub> (fig. 90d, e) : La base de A<sub>4</sub> correspond à une discontinuité majeure marquée par une transgression sur l'ensemble des bordures où les séquences précédentes (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> et A<sub>3</sub>) font le plus souvent défaut. Le hiatus est considérable puisque les sables albiens peuvent reposer jusque sur les calcaires bédouliens sur le revers sud de la Montagne de Lure.

Une carte d'écorché sous la discontinuité basale précise l'importance des lacunes (fig. 90d) : ainsi dans le secteur du champ de Banon, un horizon grésoglaucconieux à nodules noirs pluricentimétriques et débris d'argiles vertes marque la discontinuité inférieure. Les terrains sous-jacents ont été datés de l'Aptien supérieur (depuis le Clansayésien jusqu'au Gargasien basal). Y-a-t-il eu émergence entre le Clansayésien et l'Albien supérieur ? Bien que cette question soit encore ouverte en l'absence de preuves décisives (paléosols, karstifications, ...), ce secteur a dû néanmoins correspondre durant cette période à une zone moins subsidente avec des dépôts très réduits à absents.

Une comparaison de cette série avec le secteur des ocre situées à l'Ouest (TRIAT, 1979) y suggère la présence de cette discontinuité au sommet des marnes gargasienne (annexe ), impliquant donc une lacune générale des séquences A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> et A<sub>3</sub>. Cette observation confrontée aux données concernant l'Albien de la vallée du Rhône (Vraconien reposant sur le Gargasien : feuille de Pont-Saint-Esprit au 1/50 000, ...) conduit à envisager une lacune plus générale des séquences A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub> dans la vallée du Rhône, attribuant ainsi aux faciès détritiques un âge minimal Albien supérieur.

Les faciès et les épaisseurs de cette séquence A<sub>4</sub> sont très tranchés entre le bassin et la plate-forme : dans le domaine profond les dépôts sont constitués de passées marneuses décimétriques à plurimétriques et de bancs calcaires à patine jaune ou blanche décimétriques ; dans le champ de Banon, et plus généralement sur le revers sud du chaînon



Ventoux-Lure, la série est très sableuse. Elle correspond à des dépôts de plate-forme peu profonds à la base, à infratidaux au sommet (CABROL, 1985) ; des coulées sableuses s'y intercalent, dont l'aval est situé près de Sisteron (*ibid.*, et fig. 90c).

- Les séquences A<sub>5</sub>, A<sub>6</sub>, A<sub>7</sub> (fig. 90f) : Si dans le bassin la série reste marneuse, sur les bordures, après la régression enregistrée à la fin de A<sub>4</sub>, on retrouve des faciès plus fins dans le Vraconien basal puis le retour (par progradation) à des dépôts très sableux formant le sommet du Vraconien (Saint-Etienne-Les-Orgues, Sisteron).

Cette période correspond également aux premiers dépôts conservés sur les calcaires néocomiens dans le Nord-Est du bassin ; une structure haute (?) est ainsi mise en évidence dans cette région grâce à la datation de plusieurs coupes de ces "marnes bleues crétacées" : dans la vallée du Bachelard (Bh), près de Fours ; à Saint-Delmas-le-Selvage (SDS) ; sous le col de la Cayolle (coupe du Pré des Fabres PF) ; et les indications données dans la Montagne de la Blanche (CHEVALIER et al., 1971). Faisant alors le rapprochement avec le Dévoluy, on constate la présence commune près de Seyne et dans le Dévoluy d'importantes venues gréseuses et de séries néocomiennes peu épaisses : cet alignement E-W (compte tenu des déplacements tangentiels) correspond ainsi vraisemblablement à un seuil important vers le Nord au-delà duquel les dépôts (apto-)albiens (et cénomaniens) sont fortement réduits à lacunaires ; on peut y voir la préfiguration d'un proto-Pelvoux.

### 3. LES RESEDIMENTS ALBIENS

Au sein de la série albienne les niveaux resédimentés sont assez rares : dans l'Ouest du bassin plusieurs venues gréseuses s'intercalent dans les marnes (fig. 91) : deux ou trois bancs décimétriques à métriques dans l'Albien inférieur

(séquence A<sub>1</sub>) dont le trajet correspond à l'axe nord de l'Eventail de Ceüse ; deux bancs (2 à 4 m) dans l'Albien moyen au col de Palluel dont la zone source n'est pas établie ; enfin les puissantes fluxoturbidites décamétriques (Bourdeaux, Valouse, La Chaudière) situées dans l'Albien supérieur ne pénètrent pas dans le bassin.

Au Sud, des fluxoturbidites de même âge (Albien supérieur) ont cheminé à travers le champ de Banon jusqu'à Sisteron, où elles alimentent un réseau complexe de sills et de dykes (cf. 4<sup>e</sup> partie) (\*).

La relative rareté de ces venues détritiques (exception faite de l'Albien supérieur) est à rapprocher de l'absence quasi-totale de slumps dans la série, en particulier sur l'emplacement de l'Eventail de Ceüse qui a pourtant fonctionné à l'Aptien et au Cénomaniens. Cette "non manifestation" de l'influence des pentes s'expliquerait peut-être par une paléotopographie nettement adoucie dès la fin de l'Aptien (les slumps sont totalement absents dès la moitié supérieure de la séquence K<sub>2</sub>) et/ou un comportement mécanique différent induit par exemple par une minéralogie particulière ; elle est encore à rapprocher de la grande transgression observée durant cette période albienne.

Deux régions paraissent cependant exclues de cette "règle" : Sisteron et le Nord-Est du bassin (fig. 91). La première correspond au faisceau durancien dont le fonctionnement à cette époque a largement contrôlé la sédimentation (4<sup>e</sup> partie, p. ) ; la seconde suggère par la convergence des sens de glissement et l'alignement des coupes, l'existence d'une morphologie en creux qui a pu fonctionner au Jurassique supérieur (BEAUDOIN, communication orale).

(\*) Plusieurs niveaux gréseux ont été décrits dans le Dévoluy et la Montagne de la Blanche, attribués pour cette dernière à l'Albien supérieur - Vraconien (CHEVALIER et al., 1971).



L'Albien est ainsi caractérisé par une sédimentation moins perturbée qu'à l'Aptien, dans un bassin dont la géométrie n'a guère varié : une structure E.W, à laquelle se surimpose une direction subméridienne, largement contrôlée par une tectonique synsédimentaire intense. Sur les bordures on notera l'absence très générale (ou la forte réduction : arc de Castellane) de l'Albien inférieur et moyen et la présence de galets phosphatés, timide expression des niveaux plus développés (les "bétons phosphatés") des Alpes septentrionales.

## II - LE SECTEUR DE LA MONTAGNE DE LURE

Entre Banon et Sisteron, les affleurements d'Albien situés à proximité de la Montagne de Lure permettent de détailler la sédimentation sur la plate-forme et d'apprécier ses relations avec le domaine de bassin. Deux grands secteurs ont été retenus en fonction de leur homogénéité et seront présentés successivement : le champ de fractures de Banon (zone étendue jusqu'à la hauteur de Saint-Etienne-les-Orgues) et la région de Sisteron (fig. 92a).

### 1. LE CHAMP DE BANON

Reposant tantôt sur les marnes aptiennes, tantôt sur les calcaires bédouliens, la série albienne s'organise sur ce flanc sud de la Montagne de Lure en quatre séquences évoluant depuis un pôle sablo-argileux vers un pôle gréseux (fig. 93a). La première affleure surtout entre Oppedette et Banon, les trois suivantes entre le Revest des Brousses et Saint-Etienne-les-Orgues (fig. 92b).

La base de la première séquence correspond à une discontinuité radicale interrompant la série marneuse à ammonites pyriteuses du Gargasien, marquée par un niveau d'environ 10 cm d'épaisseur séparant les marnes aptiennes d'une série argilo-sableuse (le faciès "bleu") (fig. 93b). Ce dernier est constitué d'un sable noirâtre glauconieux avec de très nombreux galets d'argile verte (quelques millimètres à

2 centimètres), des rostrs de belemnites et de nombreux galets phosphatés aux formes arrondies dont la surface bosselée est recouverte d'un enduit noir brillant millimétrique (les "cailloux noirs" dont la taille varie de 0,5 à 3 cm).

Un mince horizon gypseux délimite le contact avec les marnes sous-jacentes ; à sa base de nombreux terriers sont présents, pénétrant de quelques centimètres dans le substrat aptien légèrement altéré (fig. 93b).

La microfaune, parfois très pauvre, a permis de dater cette série :

- Les marnes sont datées du Gargasien inférieur (zone à *cabri*). La microfaune est ici complétée par les ammonites abondantes [*Aconoceras nissus* (d'ORB.), *Dufresnoya dufresnoyi* (d'ORB.), ...].
- La discontinuité elle-même révèle un mélange (dû probablement aux bioturbations) de faune du Gargasien inférieur (zone à *cabri*) et de l'Albien supérieur (grandes hedbergelles à 6, 7 et 8 loges proches de *Ticinella primula* LUT. et *Guembelitra sp.*) De nombreux *cibicides* sont également présents, suggérant une profondeur très faible car vivant fixés dans la zone photique.
- Le faciès "bleu", base de la première séquence, a fourni un exemplaire de *Ticinella breggiensis* (GAND.), une pleurostomelle droite et *Gavellinella baltica* (BROTZ.) indiquant un âge albien supérieur. Les termes supérieurs de la séquence n'ont livré qu'une microfaune très pauvre dominée par les *cibicides*.
- Les trois séquences suivantes ont été datées du Vraconien : *Rotalipora ticinensis* (GAND.) et *Rotalipora appeninica* (RENTZ.) à la base de la deuxième séquence ; présence de *Planomalina buxtorfi* (GAND.) pour le reste de la série. L'apparition de *Rotalipora brotzeni* (SIGAL) pour la



microfaune et de nombreuses ammonites appartenant au genre *Mantelliceras* place la limite avec le Cénomanién au sommet de la quatrième séquence.

Si les trois séquences supérieures coïncident parfaitement avec A<sub>5</sub>, A<sub>6</sub> et A<sub>7</sub> définies à Sisteron (coupe des Paulons), un léger doute subsiste encore avec de telles indications concernant la première séquence : A<sub>3</sub> ou A<sub>4</sub> ? Un suivi cartographique et une datation lèvent l'indétermination : à Mallefougasse (10 km à l'Est de Saint-Etienne-les-Orgues), l'Albien repose directement sur les calcaires bédouliens. La première séquence de la série suivie depuis Aubignosc - Châteauneuf Val Saint-Donat au Nord-Est est la séquence A<sub>4</sub> bien datée par une microfaune très riche de la base de la zone à *ticinensis* ; or elle est cartographiquement l'équivalent de la première du champ de Banon.

L'Albien du Sud de la Montagne de Lure est ainsi formé des quatre séquences A<sub>4</sub>, A<sub>5</sub>, A<sub>6</sub> et A<sub>7</sub>. L'Albien inférieur (A<sub>1</sub>) et moyen (A<sub>2</sub>) et la base de l'Albien supérieur (A<sub>3</sub>) sont ainsi absents (\*) dans cette région ; il en est de même pour le Gargasien terminal et le Clansayésien, excepté à l'extrémité nord du champ de Banon.

Avant de détailler les faciès de l'Albien deux questions restent ouvertes :

- La discontinuité a-t-elle été accompagnée d'un non-dépôt ou de dépôts très réduits dès le Clansayésien (présent au S.SW de Saumane sous la forme de marnes vertes) et jusqu'à l'Albien supérieur *p.p.*, ou bien cette

(\*) Même si l'on ne peut écarter totalement l'hypothèse d'un certain diachronisme des discontinuités.

série Clansayésien - Albien supérieur *p.p.* a-t-elle érodée à l'Albien supérieur (base de A<sub>4</sub>) (toutes les solutions intermédiaires étant bien sûr envisageables) ?

- Ces éventuelles érosions sont-elles sous-marines ou bien correspondent-elles à une (des) phase(s) d'émersion ?

L'interprétation des marnes vertes de l'Aptien supérieur confirme l'idée d'un dépôt sur une structure peu profonde mais la formation de la glauconie nécessite tout de même une certaine tranche d'eau (une centaine de mètres environ). Les marnes vertes visiblement remaniées (à l'état de galets dans la masse sableuse) juste avant la discontinuité ont été datées de l'Albien supérieur indiquent la proximité d'une zone moins profonde, et la présence du gypse argumenterait peut-être en faveur de l'émersion. Les preuves décisives (paléosols, poupées calcaires, ...) font hélas défaut ; deux éléments apparaissent toutefois :

- Si une (des) émersion(s) a (ont) eu lieu, elle(s) est (sont) située(s) au plus tôt à l'Albien inférieur dont on a noté l'absence très générale sur les bordures du bassin.
- La base de A<sub>4</sub> est marquée par une transgression relative, mais le continent est resté toujours proche puisque des restes de dinosaures terrestres ont été recueillis à la base de A<sub>2</sub> et au sommet de A<sub>4</sub> près de Sisteron (\*).

(\*) La détermination a été effectuée par Ph. TAQUET, Directeur du Muséum National d'Histoire Naturelle (cf., ci-après, p. ).



### 1.1. Les séquences vraconiennes

Entre Ongles et Saint-Etienne-les-Orgues, la série vraconienne est particulièrement bien exposée, exceptée son extrême base visible dans la région de Simiane Oppedette où elle correspond à un faciès marneux très bioturbé (faciès "La Bane", cf. ci-après). La lacune d'observation est cependant inférieure à quelques dizaines de mètres voire moins. Les différentes coupes levées (Revest des Brousses (RB), Ferme du Colomb (FC), Collet des Orgues (CO), localisation fig. 92) montrent une succession de marnes sableuses et grès calcaires bien datés par une microfaune assez abondante. Trois séquences régressives constituent ainsi la série vraconienne soit respectivement A<sub>5</sub>, A<sub>6</sub> et A<sub>7</sub> (fig. 94) ; la vire marneuse caractérisant la base de A<sub>7</sub> est identifiable jusqu'au Sud de Sisteron. Son sommet est marqué par une série de bancs gréseux et glauconieux massifs avec des interbancs sableux, où la microfaune est très rare. La fin du Vraconien est ainsi soulignée par une importante régression : le Cénomaniens sus-jacent marque un retour à des termes plus marneux, avec de nombreuses ammonites, sans doute plus profonds.

### 1.2. La séquence A<sub>4</sub>

Cette séquence constitue l'essentiel des affleurements albiens dans la région d'Oppedette-Simiane (fig. 95) (et plus sporadiquement dans la région de Banon). Débutant là où elle est la plus complète juste au-dessus de la discontinuité à "marnes vertes et cailloux noirs", la série comporte trois faciès principaux s'enchaînant par de rapides transitions, soit de bas en haut (fig. 96) :

- Le faciès "bleu" : des marnes sableuses à bancs plus gréseux ;
- Le faciès "Valsaintes" : une alternance de sables marneux et de bancs de grès avec remplissage de chenaux et des barres gréseuses ;
- Le faciès "L'Abbadie" : des sables et des grès à "flaser beddings" et rides.

Ces différents faciès vont être successivement présentés à l'aide de la description de quelques affleurements représentatifs.

#### 1.2.1. Le faciès "bleu"

Ce faciès qui surmonte toujours la discontinuité à "cailloux noirs" est assez homogène dans toute la région. Son épaisseur maximale est de 30 m (coupe de Tirecui (RT), fig. 95).

Le sédiment est constitué pour l'essentiel de marnes sableuses bleues dans lesquelles s'intercalent quelques bancs indurés plus gréseux (fig. 96). Il s'enrichit au sommet en sable et en glauconie, et passe continûment mais rapidement au faciès "Valsaintes", là où la base de ce dernier n'est pas érosive (absence de barres de grès). L'activité organique est présente avec de nombreux terriers surtout dans les niveaux indurés.

La microfaune déjà décrite (rares foraminifères planctoniques, nombreux *cibicides*) suggère qu'il s'agit de dépôts de plate-forme, de faible profondeur (quelques dizaines de mètres) mais sans influence notable des courants (dépôts très réguliers, sans niveau érosif). La transition avec le faciès "Valsaintes" soulignée par **les premiers bancs à rides, l'apparition de surfaces d'érosion, l'enrichissement en matériaux détritiques** et enfin la **disparition des formes planctoniques** dénote une certaine diminution de la tranche d'eau.

#### 1.2.2. Le faciès "Valsaintes"

Ce faciès est caractérisé par l'existence de nombreux niveaux érosifs et chenalissants qui prennent la forme soit de chenaux remplis par des grès et sables marneux alternants, soit de barres gréseuses, entre lesquelles se déposent des niveaux alternants plus ou moins réguliers.



Sa présentation sera divisée en trois parties correspondant à trois secteurs géographiques qui se différencient par la taille et la nature des niveaux chenalisants : Valsaintes-Tirecoui, Carniol-La Bidousse, L'Argentièrre (fig. 95).

#### - La région de Valsaintes-Tirecoui

L'extension latérale des barres étant limitée, des profils ont été préférés à des coupes verticales peu significatives.

A Valsaintes où les marnes gargasiennes et le faciès "bleu" ont été érodés, le faciès alternant est constitué pour l'essentiel de sable et de grès, assez bioturbés. Outre quelques petits niveaux chenalisants, il renferme trois barres gréseuses, la dernière marquant la base du faciès L'Abbadie (fig. 97).

La première barre, à base nettement érosive, comporte de nombreux galets mous marneux pluridécimétriques. La matrice est constituée d'un sable vert homogène ; on n'y note aucune structure interne. Elle est recouverte en "onlap" par des dépôts alternants lenticulaires.

La deuxième barre qui s'épaissit rapidement vers l'Est est plus hétérogène que la précédente, avec plusieurs niveaux ligniteux mais aussi des galets mous. Elle est surmontée par un faciès alternant régulier couronné par une troisième barre.

Celle-ci débute par une surface chenalisante, comblée par des sables et des grès alternants (le biseautage des bancs est nettement visible). Ceux-ci passent continûment à un sable vert homogène qui va constituer la base du faciès "L'Abbadie".

Ces barres sont donc assez différentes dans leur composition : tandis que la première semble correspondre à une coulée sableuse unitaire du type fluxoturbidite (SLACZKA et THOMPSON, 1981), les deux suivantes relèvent plutôt d'un remplissage de chenal par arrivées successives de sable.

Les affleurements de Tirecoui ne présentent que la base de la série ; cependant leur extension permet d'apprécier la position et l'orientation des barres gréseuses.

Au Nord, [Nord Tirecoui (NT) et Tirecoui (RT), localisation fig. 95] on observe au sommet du faciès "bleu" une première barre (2 à 3 m) constituée d'un empilement de stratifications entrecroisées en auges dont la largeur varie de quelques mètres à quelques centimètres. Elle est érodée par une coulée sableuse à galets mous analogue à celle de Valsaintes.

A Luc, (LU., id.) le faciès bleu est surmonté par une barre homogène à galets mous et base érosive du type fluxoturbidite. De forme lenticulaire elle est recouverte en "onlap" par des faciès alternants ; son allure dissymétrique suggère à ce niveau la présence d'un méandre (analogie avec les formes de "point bar") (fig. 98). Dans ce ravin, deux fermetures de cette barre permettent de déduire une direction locale d'écoulement, ici 65 - 245°.

Plus au Sud, à la ferme de Calavon (CA, localisation fig. 95), on peut observer trois barres (fig. 99) : la plus à l'Ouest est une barre homogène érosive, qui surmonte un faciès alternant régulier **non érosif sur le faciès bleu**. La petite barre centrale, qui présente elle un faciès à auges, repose jusque sur le faciès bleu. A l'extrémité est une barre homogène très réduite à pour substrat le faciès "bleu".

On notera dans ce dernier exemple que les barres se situent de plus en plus bas dans la série en direction de l'Est (sur cette section), au-dessus d'une surface d'érosion affectant la base "alternante" du faciès "Valsaintes".

#### - La région de Carniol - La Bidousse (localisation fig. 95)

Dans ce secteur la série est analogue à celle de Valsaintes, cependant le faciès alternant ici plus érosif est peu épais, tandis que les barres gréseuses sont très



développées (fig. 100) : elles résultent de la superposition de plusieurs venues sableuses du type fluxoturbidite. Ainsi aux Moulières (LM, fig. 95) on observe un premier niveau de sable vert à galets mous surmonté par une barre granoclassée débutant avec des galets de quartz plurimillimétriques et s'achevant par un niveau à rides ; la coupe se poursuit par une seconde barre homogène et sans structure. Cet ensemble est conservé à la coupe de La Bidousse (LB, fig. 95, coupe fig. 100b) où il repose directement sur le Gargasien.

Une seconde barre gréseuse à auges (à la base) et rides (au sommet) couronne cette série. Elle correspond à la base du faciès L'Abbadie (cf. ci-après).

#### - L'affleurement de L'Argentière (localisation fig. 95)

Dans le secteur de L'Argentière, le faciès Valsaintes est caractérisé essentiellement par les nombreux niveaux chenalisants. Un profil Nord-Sud (fig. 101) permet d'apprécier l'évolution des différentes unités.

Au Sud, une série alternante à niveaux faiblement chenalisants est couronnée par plusieurs barres gréseuses. Dans la partie centrale les chenaux sont très érosifs, plus étroits ; les sens de courant mesurés (flute casts) indiquent le Nord-Ouest (N 340°). Deux barres gréseuses dissymétriques ravinent jusqu'aux marnes aptiennes : la plus basse, constituée d'un sable homogène est du type fluxoturbidite ; la seconde correspond à un slump (bancs argileux contournés, lambeaux gréseux, ...). La cartographie de ces deux corps, leur forme très dissymétrique et les indications de sens de courant suggèrent la présence d'un changement d'orientation des axes de dépôt à la hauteur du ravin de L'Argentière : d'abord orienté de l'Est vers l'Ouest, ils obliquent en direction du Nord.

Le sommet de la série est marqué à l'affleurement par une corniche repère formée d'une première barre gréseuse surmontée par un faciès alternant couronné par

une seconde barre gréseuse puissante (10-20 m) à base érosive et stratifications en auges, équivalente du faciès L'Abbadie.

Utilisant la base des marnes aptiennes (toit de l'Urgonien) et la barre inférieure de la corniche comme niveaux-repères un bloc-diagramme a été construit en position actuelle (fig. 102) : au Sud un graben en "boutonnière" a été comblé par les chenaux à remplissage alternant, ceux-ci érodant le plus au cœur de la dépression ; vers le Nord les termes inférieurs ont été d'autant mieux préservés que les courants devaient être moins violents. L'ensemble est scellé par la barre repère. Immédiatement au Sud du bloc (non représenté car les affleurements sont trop partiels) les barres gréseuses en provenance de l'Est et réorientées vers le Nord, sont également piégées dans cette morphologie héritée du bâti urgonien structuré par une vigoureuse tectonique synsédimentaire (4<sup>e</sup> partie, p. ).

#### 1.2.3. Le faciès L'Abbadie

La série s'achève dans ce secteur par un faciès essentiellement sableux d'épaisseur variable. Lorsqu'il est complet (L'Abbadie, Valsaintes), il se présente comme un empilement de corps sableux verts à la base légèrement érosive, terminé par un grès roux plus massif (fig. 103). Dans les corps inférieurs les structures évoluent depuis de grandes auges vers de petites rides et laminations parallèles au sommet. Progressivement, les auges disparaissent au profit des laminations parallèles et de rides, voire de "flaser beddings". Des sens de courant opposés ont été mesurés (→ Nord, → Sud) ; enfin certains bancs granoclassés ont été interprétés comme des dépôts de tempête.

Au Sud, à Fenouillet (Fe, fig. 95) on observe un faciès un peu différent avec des rides pluridécimétriques et des stratifications entrecroisées à la base (remplissage de chenaux). A L'Argentière, il débute même par une coulée sableuse érosive surmontée par des grès à stratifications entrecroisées, auges métriques puis rides de courant.



A Valsaintes et à L'Abbadie, ce faciès, qui marque le sommet de la séquence A<sub>4</sub>, est surmonté par un faciès d'alternances de marnes sableuses riches en matière organique et de grès bioturbé (terriers et traces). Il a été daté par la microfaune du Vraconien inférieur (faciès "La Bane").

L'étude des faciès de l'Albien montre ainsi une organisation séquentielle à la base par des termes assez marneux et s'achevant par une unité essentiellement sableuse. Cette séquence régressive débute sous une faible tranche d'eau (environ 50 m) pour s'achever dans la zone intertidale.

Intermédiaire entre ce faciès de "L'Abbadie" et le faciès "bleu", le faciès "Valsaintes" peut s'interpréter comme un système de chenaux distributaires (barres à auges et chenaux sablo-gréseux). La cartographie de ces différents corps (JOSEPH et CABROL, 1986) montre clairement la ramification complexe des barres sableuses depuis les affleurements les plus au Sud (ravin de L'Argentière) jusqu'à la hauteur de Banon et même à Saumane, à moins de 2 km de la crête de Lure (fig. 104). L'aval de ce système a été identifié au Nord de la Montagne de Lure, dans la région de Bevons, à l'Ouest de Sisteron.

## 2. LA REGION DE SISTERON

La série albienne affleure largement dans la région de Sisteron (fig. 105a), où les sept séquences (A<sub>1</sub> à A<sub>7</sub>) ont été identifiées. Par rapport au champ de Banon les modifications sont considérables : d'une part les trois premières séquences (A<sub>1</sub> à A<sub>3</sub> : Albien inférieur à la base de l'Albien supérieur) sont présentes, d'autre part les faciès très argilo-sableux dans le domaine sud sont devenus franchement marneux ou marno-calcaires, s'enrichissant considérablement en macro- et microfaune

planctonique. Cette évolution n'est cependant pas homogène, ni verticalement (évolution séquentielle) ni spatialement, et notamment vers le Sud et l'Est.

L'étude détaillée de cette région durant l'Albien implique la prise en compte du contexte structural particulièrement complexe ici, à la terminaison du chevauchement de la Montagne de Lure et en liaison avec le faisceau durancien et son système de failles associées (fig. 105b) : une tectonique synsédimentaire active a en effet été mise en évidence dans ce secteur dès le Barrémien inférieur (BEAUDOIN et al., 1986) voire même avant. Toutefois l'évolution structurale d'ensemble ne sera abordée qu'ultérieurement dans la quatrième partie de ce mémoire.

La distribution des coupes et la cartographie des séquences (indiquées fig. 105b) soulignent plusieurs points qui guideront et en même temps limiteront notre réflexion :

- La séquence A<sub>1</sub> est absente dans la vallée du Jabron (excepté au Couvent ?) et n'a pu être levée intégralement qu'en deux endroits (La Sauzette, Les Paulons) ;
- Les deux séquences A<sub>2</sub> et A<sub>3</sub> ainsi que la base de A<sub>4</sub> sont les mieux représentées avec des coupes nombreuses et assez bien réparties dans la zone étudiée ;
- Le sommet de la série (séquence A<sub>4</sub> (partie supérieure) à A<sub>7</sub>) affleure en continu sur une large surface, permettant un suivi cartographique sur plusieurs kilomètres, mais seulement au Sud des accidents F<sub>1</sub> et F'<sub>1</sub> ;
- Plusieurs failles montrent clairement un jeu synsédimentaire soit par une variation brutale d'épaisseur de la série soit grâce à un suivi cartographique (par exemple les accidents F'<sub>1</sub>, F<sub>3</sub> ou F<sub>5</sub>).



### 2.1. La séquence A<sub>1</sub>

Préservée dans quatre affleurements dont deux seulement permettent un lever complet, cette première séquence albienne varie rapidement tant en épaisseur qu'en faciès (fig. 106).

Dans les deux coupes de Combelle et de La Sauzette, le faciès est essentiellement marneux et le sapropel S<sub>2</sub> est présent ; l'amincissement rapide des marnes albiennes sous S<sub>2</sub> à Combelle suggère un jeu normal de la faille F<sub>1</sub>, individualisant à nouveau la zone haute de Beaudouze : l'écart observé actuellement - environ 10-15 m au Nord contre 55 m au Sud (fig. 106) - serait encore accentué en tenant compte de la compaction.

La série est toujours présente plus au Sud mais sa puissance est réduite peut-être en liaison avec un jeu de la faille F<sub>2</sub> (une dizaine de mètres au Coulet, une vingtaine aux Paulons) ; le sapropel S<sub>2</sub> est absent et surtout on note la présence au sommet de la série d'un faisceau marno-calcaire.

Une indication de pente (direction de glissement 230-50), l'évolution du faciès (marno-calcaire vers marne), l'absence de glauconie et la raréfaction des foraminifères benthiques à La Sauzette (par rapport au Coulet et aux Paulons) constituent un faisceau d'arguments en faveur d'une pente sédimentaire en direction du secteur nord, analogue à celle identifiée dans l'Aptien, l'Albien sus-jacent et plus tard au Cénomanién.

La séquence A<sub>1</sub> est absente dans deux zones : au Nord de la faille F<sub>1</sub>, sans doute érodée par la séquence suivante (A<sub>2</sub>) et à l'Ouest de la faille F<sub>5</sub> où en fait les trois premières séquences albiennes sont absentes, A<sub>4</sub> reposant directement sur les

calcaires bédouliens. Cette faille a donc fonctionné au moins juste avant la séquence A<sub>4</sub> (et peut-être avant ?).

La comparaison avec les coupes levées dans le centre du bassin (Montmorin, Palluel, Hyèges) confirme l'affinité des séries de Combelle et de La Sauzette avec le domaine de bassin ; le faisceau marno-calcaire alternant présent au Sud est restreint à cette région de Sisteron. On remarquera enfin la faible épaisseur de série comprise entre S<sub>2</sub> et la base de la séquence A<sub>2</sub> : la discontinuité A<sub>1</sub>/A<sub>2</sub> s'est accompagnée d'une réduction des dépôts (voire d'une lacune) dans tout le secteur de Sisteron (fig. 106a et b).

### 2.2. Les séquences A<sub>2</sub> et A<sub>3</sub>

Ces deux séquences affleurent largement parfois sur plusieurs centaines de mètres de longueur et jusqu'à 200 m d'épaisseur (colline du Puy, coupes de Pierre-Avon) ; leur base forme une vire marneuse plus ou moins épaisse surmontée par une alternance très lâche de bancs calcaires décimétriques et d'interbancs marneux décimétriques à plurimétriques. Elles sont en particulier remarquables par les corrélations très fines, banc par banc, réalisées dans cette zone (fig. 107). Pour des raisons évidentes de lisibilité seul un faisceau peu épais est présenté ici comme exemple ; le lecteur intéressé trouvera en annexe l'ensemble des coupes de ce secteur à l'échelle du 1/100 avec la numérotation des bancs.

#### 2.2.1. A<sub>2</sub>

La séquence A<sub>2</sub> est présente partout au Nord de la coupe des Paulons, avec des épaisseurs (décompactées) contrastées qui opposent à nouveau cette dernière, peu épaisse (93 m), à l'ensemble du secteur nord où elle dépasse 200 m (fig. 108) ;



comme pour la séquence  $A_1$ , la faille  $F_2$  est probablement responsable de cette géométrie.

Cette différenciation en termes d'épaisseurs, renforcée par l'analyse des faciès est visualisée sur un bloc-diagramme mettant à plat le sommet de la séquence (fig. 109) :

- Aux Paulons la vire marneuse basale est peu épaisse et ne comporte qu'un slump ; la série alternante est à l'inverse "envahie" par les slumps au point de rendre très délicates les corrélations banc à banc. Leur extension est toutefois limitée : absents dans toutes les coupes situées au Nord, à l'échelle même de l'affleurement des Paulons, on peut observer le passage latéral à une série régulière ;
- Dans la vallée du Jabron, la base de  $A_2$  est ravinante - l'érosion est visible à l'affleurement sous la colline du Vieux Bévens - reposant de l'Ouest vers l'Est sur **des termes de plus en plus anciens de la série aptienne** ; elle implique en outre le fonctionnement des deux failles  $f_2$  et  $f_3$ . A la base de la série plusieurs slumps se sont accumulés, remaniant un matériel gréseux et glauconieux ainsi que des lambeaux du sapropel  $S_2$  de la séquence précédente ; le dépôt régulier du faisceau alternant paraît sceller la morphologie.
- A La Sauzette un seul slump a été reconnu mais la microfaune prélevée dans les marnes inférieures très épaisses révèle une abondance inhabituelle de débris divers et d'agrégats suggérant des remaniements.

Les indications directionnelles, plus nombreuses que pour  $A_1$ , confirment l'orientation générale de la pente sédimentaire vers un secteur Nord à Nord-Est ; la proximité d'une terre émergée est même attestée par la présence à l'extrême base de la séquence, près de Bevens, de plusieurs os appartenant à un dinosaure terrestre carnivore (détermination de P. TAQUET).

Cette séquence correspond à l'Albien moyen ; elle est bien développée à Sisteron où elle est très riche en inocérames, mais aussi à Palluel ou à Blégiers où la faune est très rare. Ailleurs elle est très souvent réduite à quelques mètres, tant sur les bordures (niveau repère à inocérames du sommet de la zone dans l'Arc de Castellane, coupes de Rougon, La Palud ; COTILLON, 1971), que dans le bassin, érodée (\*) sous les séquences suivantes ( $A_3$  : Montmorin, Allos ;  $A_5$  : Hyèges).

### 2.2.2. $A_3$

Malgré une extension analogue à celle de  $A_2$ , cette séquence  $A_3$  a une distribution des épaisseurs un peu différente (fig. 110). Si l'on observe au Nord un même gradient d'épaississement (de l'Ouest vers l'Est) mais moins intense, la coupe des Paulons est cette fois la plus épaisse.

Un bloc-diagramme résume les informations dont nous disposons (fig. 111) : entre le Puy et Nicolas la même évolution, avec un jeu en bloc basculé ; une réduction sensible à La Sauzette, imputable au fonctionnement de l'accident  $F_1$ , tandis que l'épaississement observé au Paulons résulterait du jeu de la faille  $F_3$ .

Elle est mieux préservée dans le bassin que la séquence  $A_2$ , où elle forme une petite corniche constituée d'alternances marno-calcaires très similaire à celle de Sisteron (Montmorin, Pré-Guitard, La Montagne, Blégiers, Allos, ...).

(\*) A Montmorin, seule la zone à *dentatus* a été partiellement préservée sous l'Albien supérieur (séquence  $A_3$ ) (M. DELAMETTE, communication orale).



### 2.3. La séquence A<sub>4</sub>

Deux domaines s'individualisent : à l'Ouest, la colline du Puy, caractérisée par l'accumulation de fluxoturbidites sableuses décimétriques (la séquence A<sub>4</sub> est incomplètement représentée du fait de l'érosion actuelle) ; au Sud des failles F<sub>1</sub> et F'<sub>1</sub> - La Sauzette, Les Paulons, Montfort - où ces puissantes venues sableuses sont absentes (fig. 112).

- Depuis les Paulons jusqu'à La Sauzette, la série, marno-calcaire à la base, gréseuse au sommet, s'épaissit légèrement (de 194 m à 213 m) et corrélativement le faciès devient un peu moins sableux ; les rares indications directionnelles indiquent une pente générale toujours vers le Nord (fig. 112).

Le sommet de la séquence forme une corniche plurimétrique gréseuse (cartographiée sur plusieurs kilomètres entre Aubignosc et Montfort, fig. 112) constituée de l'empilement de petits bancs centimétriques ondulés (rides ?) à rapprocher du faciès L'Abbadie (à "flaser bedding") formant le sommet de A<sub>4</sub> dans le champ de Banon. Sur la surface supérieure de la corniche (A<sub>4</sub>/A<sub>5</sub>) de nombreux débris d'os ont été recueillis (à la coupe des Paulons) appartenant à un sauropode terrestre (détermination de P. TAQUET) : la terre émergée était donc peu éloignée. Au Sud de la faille F<sub>4</sub>, la série diminue brutalement d'épaisseur et se limite à la barre gréseuse sommitale qui repose sur une série apto-albienne réduite (Le Coulet) ; à l'Ouest de la faille F<sub>5</sub>, A<sub>4</sub> repose directement sur les calcaires bédouliens et cette configuration persiste jusqu'au champ de Banon : les observations prouvent un jeu synsédimentaire de ces accidents au cours de l'Albien supérieur.

- Dans la vallée du Jabron, la séquence A<sub>4</sub> (p.p.) voit le développement d'un ensemble de barres gréseuses chenalisantes du type fluxoturbidite (SLACZKA et THOMPSON, 1981) : les galets mous, lambeaux marneux ou calcaires sont très abondants dans une matrice sableuse non structurée ; elles présentent sur leur surface inférieure ravinante quelques figures de courant (flute casts, groove casts, prod casts) images du fond marin, et à leur sommet de rares laminations ou rides.

Les affleurements de la colline du Puy (et notamment dans le Ravin de la Baume) ont permis d'identifier trois ensembles de fluxoturbidites de largeur plurihectométrique (fig. 113) : les corps inférieurs C<sub>1</sub> et C'<sub>1</sub> semblent ne représenter que des événements uniques, tandis que l'ensemble supérieur C<sub>2</sub> correspond à un empilement de fluxoturbidites amalgamées.

- C'<sub>1</sub> est situé à l'Ouest de la faille f<sub>1</sub> ; en dépit d'une indication de courant (→ N 90°), la position de son axe est délicate à préciser (W-E à SW-NE ?). Les deux corps C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub> se superposent partiellement à l'Est de ce même accident f<sub>3</sub>, avec cependant des axes qui diffèrent sensiblement (fig. 113) : le corps C<sub>2</sub> montre un changement des sens de courant d'amont en aval de N 45 vers N 10° ; le corps C<sub>1</sub> présente une évolution opposée de sa courbure indiquée à la fois par le tracé de son flanc occidental et par une rotation des sens de courant depuis N 340 vers N 45° (BEAUDOIN et al., 1985).

A l'Est du Puy on notera la présence au Couvent d'un conglomérat métrique à éléments centimétriques barrémo-bédouliens au sein d'une matrice glauconieuse et d'une fluxoturbidite sableuse plurimétrique (datée par encadrement de l'Albien supérieur) reposant très près du faisceau clansayésien. Les sens de courant mesurés sous le conglomérat indiquent une pente vers l'Est (crescent cast, → N 90). Au-delà du Couvent à



Saint-Vincent-sur-Jabron, l'Albien supérieur (zone à *Ticinensis*) marneux est discordant sur le Gargasien supérieur (LE GOC, 1977) : il ne comporte que de rares turbidites gréseuses décimétriques en provenance de l'Ouest (flute casts → N 70).

Les barres sableuses épaisses de l'Albien supérieur sont ainsi limitées à l'Est du Couvent et d'un faisceau d'accidents subméridiens, prolongement probable du champ de fractures de Banon ... Elles correspondent à des chenaux méandriformes (ravin de La Baume) dont la reconstitution est cependant limitée par les affleurements actuels.

Des venues gréseuses similaires sont observées en d'autres points du bassin (Chateauneuf de Bordette, La Chaudière), à la limite Albien supérieur-Vraconien (==> séquence A<sub>4</sub> ou A<sub>5</sub> ?) : l'incertitude résulte de la datation effectuée par encadrement - sous et sur la barre - les grès étant quasiment azoïques. Elles sont restreintes aux bordures ouest et nord du bassin à l'intérieur duquel la série est essentiellement marneuse à marno-calcaire (Montmorin, Palluel, Eygalayes, ...).

#### 2.4. Les séquences A<sub>5</sub> - A<sub>6</sub> - A<sub>7</sub>

Le sommet de la série albienne n'a été conservé qu'au Sud des failles F<sub>1</sub>, F'<sub>1</sub> où il affleure presque en continu de Vilhosc à Salignac et d'Aubignosc aux Paulons voire Montfort, sur une épaisseur très constante (de 320 à 350 m, du Sud vers le Nord, fig. 114).

Le faciès est de plus en plus sableux vers le haut de la série et le sommet de la dernière séquence (A<sub>7</sub>) forme une unité grésoglaucconieuse (les "grès de Bruyères", notice de la carte de Forcalquier à 1/50 000) dans laquelle le faciès, les structures sédimentaires (rides métriques à centimétriques) et la diminution du plancton témoignent à nouveau d'une sensible diminution de la profondeur : tant aux Paulons

qu'à La Sauzette des rides de sens opposés indiquent un milieu intertidal, s'approfondissant du Sud vers le Nord avec la présence à La Sauzette de petits chenaux décimétriques à métriques (fig. 115).

Dans le reste du bassin, exceptée la présence des venues gréseuses basales, les dépôts d'abord constitués d'alternances marno-calcaires très lâches vont former ensuite une épaisse vire marneuse précédant l'installation brutale des marno-calcaires francs du Cénomani.

### 3. L'ALBIEN DANS LA REGION DE LA MONTAGNE DE LURE

Les relations paléogéographiques entre les différents secteurs - Banon, Le Couvent, Sisteron, Saint-Etienne-les-Orgues - de la Montagne de Lure sont conditionnées par le cadre structural actuel qui dans le détail contrôle les dépôts (fig. 116).

Plusieurs éléments structuraux majeurs le caractérisent : le faisceau durancien qui borde à l'Est la Montagne de Lure ; le champ de Banon et son prolongement septentrional, le fossé du Couvent. Les deux dernières zones paraissent en effet alignées selon une direction NE-SW, compte tenu d'un chevauchement d'environ 5 km pour la Montagne de Lure.

- Les séquences A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> et A<sub>3</sub> : ces trois séquences ne sont présentes qu'au Nord et à l'Est de la Montagne de Lure et à l'Est du Couvent ; leur puissance y apparaît largement contrôlée par un réseau de failles NW-SE et W.SW-E.NE.
- La séquence A<sub>4</sub> : la présence (l'absence) des puissantes barres sableuses constitue un élément important de comparaison entre les différents secteurs. Ces fluxoturbidites bien suivies dans la zone de Banon



jusqu'à la proximité de la crête de Lure se retrouvent au Couvent où elles obliquent vers l'Est jusqu'à Bevons en longeant une "paléo"-zone de Lure, avant de poursuivre leur trajet en direction du Nord-Est (? , absence d'affleurements) (fig. 116).

- Les séquences A<sub>5</sub> - A<sub>6</sub> - A<sub>7</sub> : le suivi cartographique et les datations permettent de bien saisir l'évolution de ces séquences vraconiennes qui vont brutalement s'épaissir dès que l'on franchit les premiers accidents du faisceau durancien (F<sub>4</sub>, F<sub>5</sub>, ...).
- Le rôle de la zone de Lure : cet élément structural actuel a durant l'Albien (\*) fonctionné comme une zone haute pérenne se caractérisant par des dépôts de plate-forme peu profonde (séquence A<sub>4</sub> : faciès Valsaintes, L'Abbadie ; séquences vraconiennes près de Saint-Etienne-les-Orgues) ; elle est entaillée par le champ de failles de Banon qui canalise les coulées sableuses jusqu'au Couvent où elles vont être canalisées jusqu'à Bevons au pied de la zone de Lure (fig. 117), dans le bassin où se déposent des sédiments pélagiques profonds (quelques centaines de mètres d'eau au moins). Si aucune preuve formelle d'émersion n'a été observée, le continent est cependant toujours très proche ainsi qu'en témoignent les os de dinosaures ramassés à deux reprises (base A<sub>2</sub> et sommet A<sub>4</sub>).

Cette région sera reprise dans l'étude des failles (4<sup>e</sup> partie), car elle constitue une des clés essentielles pour approcher l'évolution structurale du bassin au long de la période apto-cénomaniennne.

(\*) En fait dès le Bédoulien.

## C - LE CENOMANIEN

L'esquisse paléogéographique présentée ici est sans doute la plus fragile des trois reconstitutions proposées, du fait du petit nombre de coupes - à peine une dizaine - et surtout de leur relatif éloignement. Celles-ci sont regroupées en trois secteurs distincts (fig. 119) présentés successivement :

- l'Eventail de Ceüse où six coupes ont été étudiées (La Chaudière, Vesc, Montmorin, Le Risou, Les Turcs et Pierre Vesce) ;
- Le secteur de Barrême avec trois coupes (Le Gion, La Sapée et L'Auragnier) ;
- La Montagne de Lure (régions de Saint-Etienne-Les-Orgues et de Sisteron).

Ces levés ont été complétés par quelques observations ponctuelles (Glandage, Eygalayes, Saint-Delmas, Fours) et des données extraites des travaux de B. PORTHAULT (1974, 1978) ; B. LE GOC (1977) et M. CONARD-NOIREAU (1978, 1980, ...).

### I - LA MONTAGNE DE LURE

Le Cénomanienn affleure en larges bandes autour de la Montagne de Lure, au Sud-Est de Sisteron, à Chateau-Arnoux, au Sud de Saint-Etienne-les-Orgues et dans une moindre mesure au Sud de Banon (fig. 119a).



## 1. SISTERON

La série cénomaniennne affleure quasiment en continu depuis le village de Vilhosc jusqu'à la Durance, limitée à l'Est par le Turonien ou le Tertiaire (fig. 119b).

La coupe complète levée depuis Salignac atteint 900 m de puissance, et s'organise en 8 séquences (fig. 1119c) présentant la même organisation verticale : chacune débute par une vire marneuse dans laquelle s'intercalent progressivement des bancs calcaréo-marneux puis calcaires de plus en plus serrés. Comme dans l'Albien, le sommet de plusieurs séquences est nettement marqué par un enrichissement en glauconie, jusqu'à former de véritables corniches ("le faisceau roux" : C<sub>2</sub>, C<sub>5</sub>, C<sub>6</sub>), bien utiles pour la cartographie. Quelques turbidites gréseuses décimétriques sont présentes à la base des trois premières séquences (surtout C<sub>1</sub>).

Une macrofaune abondante (\*) constituée de *Mantelliceras* et *Schloenbachia* permet de dater C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub> et C<sub>3</sub> du Cénomanien inférieur. La faune se raréfie ensuite et je n'ai récolté qu'une *Schloenbachia* sp. à la base de C<sub>5</sub> (Cénomanien inférieur à moyen probable). C<sub>6</sub> a livré plusieurs formes suggérant plutôt le Cénomanien moyen (*Scaphites equalis* J. SOW., *Scaphites obliquus* J. SOW., *Acanthoceras* sp. et un *Calycoceras*) ; enfin un *Calycoceras* sp. a été ramassé en éboulis au pied de la séquence C<sub>7</sub>, indiquant cette fois le Cénomanien supérieur.

La répartition des marqueurs planctoniques est difficile à apprécier, d'une part à cause des lacunes d'échantillonnage, d'autre part en raison d'une raréfaction vers le haut de la série, en relation avec la diminution de la tranche d'eau (2<sup>e</sup> partie, p. ).

(\*) Détermination de P. JUIGNET

On notera cependant trois points importants : la séquence C<sub>1</sub> est caractérisée par *R. brotzeni* seule (zone Cn1 de PORTHAULT) ; *R. cushmani* apparaît à la limite C<sub>3</sub>-C<sub>4</sub> ; les Whiteinelles sont présentes à la base de C<sub>6</sub>, mais le faciès très néritique de C<sub>5</sub> n'exclut pas une apparition plus précoce.

Plusieurs séquences (ou sommets de séquence) ont pu être cartographiées sur une dizaine de kilomètres (fig. 119b) ; en particulier, il a été possible d'apprécier l'évolution méridienne des séquences 3 (p.p.), 4 et 5 qui se traduit par la disparition vers le Nord des faciès détritiques et un enrichissement relatif en marnes (fig. 120) : ceci s'accorde avec les sens de courant et de glissement mesurés qui indiquent une pente générale vers le Nord (fig. 119b).

Cette cartographie a révélé également l'existence de **plusieurs failles synsédimentaires scellées par le Turonien**, d'orientation E.NE-W.SW, N.NE-S.SW et NW-SE (fig. 119b) et notamment :

- Au Nord de Volonne, une faille N.NE-S.SW effondre le compartiment ouest ; le Cénomanien, pourtant complet ici (→ C<sub>8</sub>) (ravin de Taravon), comporte dans sa partie terminale de nombreux slumps marneux (et peut-être des olistolithes décamétriques) : ces observations suggèrent un fonctionnement intense de cet accident à la fin du Cénomanien.
- La grande faille W-E, ainsi que d'autres petits accidents associés paraissent - compte tenu des observations de terrain (pendage de la série vers le SE, failles sensiblement verticales) - scellés en failles inverses.

L'empilement de ces séquences reflète la progradation vers le Nord de ces faciès de haut de talus (C<sub>1</sub> : les derniers slumps y sont observés) et de plate-forme,



entrecoupée par des approfondissements brutaux : cette évolution a été enregistrée par la microfaune, tant séquence après séquence que pour l'ensemble de la série (apto- et albo-) cénomaniennne, par la diminution du rapport P/P+B (2<sup>e</sup> partie, fig. 23 et 25, p. ).

## 2. SAINT-ETIENNE-LES ORGUES - BANON

Sur le revers sud de la Montagne de Lure, seul le Cénomanienn inférieur (et moyen *p.p.*) a été conservé sous la couverture de sédiments tertiaires. Entre Banon et Saint-Etienne-les-Orgues, la partie inférieure de la série a pu être levée en trois endroits (La Ferme du Colomb, FC ; La Grange du Colomb, GC et Le Collet des Orgues, CO) : elle s'y agence en trois séquences marno-sableuses à la base, s'enrichissant progressivement en bancs calcaréo-sableux vers le sommet (fig. 121).

La riche macrofaune d'ammonites (nombreux *Mantelliceras* ) et la microfaune planctonique et benthique ont permis de dater celles-ci du Cénomanienn inférieur : par comparaison avec la série de Sisteron, il s'agit des séquences C<sub>1</sub> à C<sub>3</sub>.

De l'Ouest vers l'Est on observe un épaississement de la série, séquence par séquence (fig. 124) ; corrélativement, le faciès assez gréseux à l'Ouest prend un cachet nettement plus marneux en direction de la Durance. La microfaune devient elle-même plus abondante, avec un plancton assez riche, indiquant une augmentation de la tranche d'eau.

La présence dans le Cénomanienn moyen d'*Orbitolines* (au Mont Saint-Laurent) et d'huîtres (tant au Sud de Banon qu'à Saint-Etienne-Les-Orgues) indique une diminution de la tranche d'eau plus précoce dans ce secteur qu'à Sisteron, confirmant sur cette marge la progradation de la plate-forme vers le N.NE durant le Cénomanienn.

## II - LE SECTEUR DE BARREME

Trois coupes ont été levées à proximité de Barrême, deux à l'Ouest de l'accident du col de La Cine (Le Gion, La Sapée) et une à l'Est de ce dernier (L'Auragnier) (fig. 122) : cette campagne de terrain s'inscrivait en effet dans l'étude plus générale du fonctionnement mésozoïque de l'accident de La Cine (RENAULT, 1986).

Ces trois sections présentent un faciès assez homogène, constitué de l'empilement de plusieurs séquences (de 4 à 7) marneuses à la base et s'enrichissant progressivement vers le sommet en bancs de calcaires assez fins : on notera en particulier l'absence de faciès détritiques dans tout ce matériel.

Les rares indications de la macrofaune (situées dans le Cénomanienn inférieur et moyen) et surtout les données de la microfaune (les déterminations ont été effectuées par C. DARMEDRU du B.E.I.C.I.P.) ont fourni un cadre biostratigraphique sur lequel sont fondées les corrélations suivantes. On notera tout de suite les difficultés signalées dans le chapitre consacré à la biozonation du Cénomanienn : *R. reicheli* a une extension plus grande que prévue, et son extinction ainsi que celle de *R. brotzeni* et *R. Montsalvensis* se situent au-delà de l'apparition des whiteinelles et des dicarinelles. Ces résultats sont assez différents des échelles habituellement utilisées (PORTHAULT, 1974 et 1978 ; ROBASYNSKI et CARON, 1979) : peut-être faut-il y voir la conséquence d'un foisonnement d'espèces (les Rotalipores en particulier) parfois difficiles à séparer ? Un tel danger a déjà été souligné dès 1979 dans l'Atlas des Foraminifères Planctoniques du Crétacé moyen (ROBASYNSKI et CARON, 1979) ; la détermination spécifique devient parfois trop subjective.

En dépit de ces problèmes, et contre toute attente, la série cénomaniennne est apparue très lacunaire et variable.



- La coupe la plus complète est celle de La Sapée où sept séquences ont été identifiées (fig. 123a). La macrofaune permet de préciser la limite Cénomanién inférieur / Cénomanién moyen (association *Acanthoceras rothomagensis pseudoomphalum* BRON. et *Turritites schenuchzerianus* BOSC) dans la séquence C<sub>4</sub>, les trois premières correspondant alors à C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub> et C<sub>3</sub> du Cénomanién inférieur (comme à Sisteron).

En l'absence d'un contrôle par les ammonites l'attribution faite des deux séquences supérieures à C<sub>6</sub> et C<sub>7</sub> (avec lacune de C<sub>8</sub>) est un peu arbitraire ; la microfaune est ici impuissante pour une telle identification.

- Au Gion (fig. 123b), la succession des microfaunes et la datation par ammonites de la seconde séquence (Cénomanién moyen) militent en faveur d'une succession C<sub>5</sub>-C<sub>6</sub>-C<sub>7</sub>-(C<sub>8</sub>) : la coupe est interrompue par une zone boisée pour les trois (quatre) dernières séquences. Une difficulté subsiste pour la première, l'association *R. brotzeni*, *R. reicheli*, *R. montsalvensis* permettant d'hésiter entre C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub> et C<sub>4</sub>. Quelle que soit l'hypothèse retenue, trois séquences (dont C<sub>1</sub>) paraissent absentes de la coupe : on peut envisager une lacune comme à L'Auragnier ou bien un épaissement considérable de la série (déjà visible dans le Cénomanién supérieur, par rapport à La Sapée) dont la base serait à rechercher beaucoup plus bas sur le terrain que les indications de la carte géologique à 1/50 000 (Digne) et les affleurements (50 m de marnes, attribuées au Vraconien) ne le laissent pas deviner.

- A L'Auragnier, la coupe a été levée avec un léger déplacement vers le Nord, au-dessus de la série albienne de Hyèges qui atteint le Vraconien supérieur. La lacune est cette fois spectaculaire (fig. 123c) : au-dessus d'une petite séquence décimétrique datée à sa base de la limite Vraconien - Cénomanién (présence de *R. brotzeni*), les quatre séquences constituant la série ont été attribuées (présence des whiteinelles *sp.*,

dicarinelles *sp.*, *R. deecke* et *R. cushmani*) aux quatre dernières séquences, soit C<sub>5</sub> à C<sub>8</sub> ; l'essentiel du Cénomanién inférieur et moyen (C<sub>2</sub> à C<sub>4</sub>) est donc absent !

C<sub>5</sub> est ici daté du Cénomanién moyen par *Acanthoceras rothomagensis* BRON. La limite avec le Turonien a même été approchée juste à la base de la falaise carbonatée par la disparition des rotalipores et la présence de *R. prae-helvetica*.

Cette longue description a permis d'illustrer les difficultés de corrélation dans cette série cénomaniénne - même en domaine pélagique franc - en l'absence de datations précises. Elle a également permis de montrer le fonctionnement au cours du Cénomanién de l'accident de La Cine, qui a en fait contrôlé la sédimentation depuis le Lias (RENAULT, 1986), effondrant en permanence le compartiment ouest. Les indications obtenues ici confirment ce schéma ; la coupe de L'Auragnier, située juste à l'Est de l'accident est en effet la plus lacunaire (absence du Cénomanién inférieur à moyen ; régularisation au Cénomanién supérieur, plus épais cependant à l'Ouest) : elle aurait été située sur un des points hauts du bassin ("la zone haute du Verdon", BEAUDOIN, 1977).

### III - L'EVENTAIL DE CEUSE

Le remarquable travail de B. PORTHAULT (1974) sur le Crétacé supérieur à l'Ouest de la Durance a fourni une source précieuse : en particulier l'accumulation des slumps dans la série cénomaniénne, à l'emplacement précis de l'Eventail de Ceüse, était particulièrement frappante (fig. 34, p. 235, in PORTHAULT, 1974).

Prenant en compte le cadre biostratigraphique connu, six coupes ont été retenues (fig. 124) afin d'appréhender la variabilité de cette série cénomaniénne dans l'hypothèse d'un fonctionnement possible à cette époque d'une morphologie sous-marine (MAILLART, 1985).



## 1. LA REVISION DU CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE

### 1.1. Le découpage séquentiel

De la même manière qu'à Barrême ou Sisteron, un découpage séquentiel a été mené dans les cinq coupes de La Chaudière, Montmorin, Le Risou, Les Turcs et Pierre Vesce.

Les résultats en sont étonnants : au maximum **cinq séquences ont été reconnues dans chacune des coupes considérées pourtant comme complètes**, alors que la série en comporte 8 ! Des corrélations purement lithologiques suggèrent de plus qu'il s'agit des cinq mêmes séquences.

### 1.2. Les données chronologiques

Il était indispensable de confronter ces observations avec les données paléontologiques. La macrofaune (ammonites et inocérames) n'a permis de caractériser que le Cénomanien inférieur et moyen (cf. les coupes avec les indications de faune, annexe ). La microfaune a quant à elle mis en évidence plusieurs difficultés dans les deux coupes entièrement datées :

- Montmorin (fig. 125). Dans cette coupe (plus épaisse que ne l'indiquait PORTHAULT, 192 contre 125 m), la faune est assez riche et a permis de dater les quatre séquences présentes et de les identifier aux **quatre premières séquences** reconnues par ailleurs, soit C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub> et C<sub>4</sub>. En particulier, on peut souligner la présence d'*Acanthoceras rothomagense* à la base de C<sub>4</sub> et moins de 5 m au-dessus la microfaune montre l'association de *R. cushmani*, *R. deecke*i et *R. greenhornensis*. Au sommet de cette même séquence, l'association est la suivante : *R. cushmani*, *H. planispira*, *P. aumalensis*, *P. gibba*, *P. stephani*, *P. algeriana*. On notera l'absence

des whiteinelles et des formes bicarénées) ; elle indique un Cénomanien moyen plutôt que supérieur.

- Le Risou (annexe ). La coupe la plus épaisse a été levée à l'Ouest de l'accident du Risou ; quatre séquences ont été reconnues : les deux premières, bien datées par les ammonites et la microfaune, correspondent au Cénomanien inférieur, soit C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub>. La troisième a livré à sa base (faciès marneux et marno-calcaire) une faune assez pauvre mais caractéristique de la limite Cénomanien inférieur à moyen (Cn2b - Cn3 selon l'échelle de PORTHAULT) ; puis le faciès est devenu très induré avec des bancs calcaréo-gréseux à fines laminations sur un fond légèrement phosphaté et sur plus de 100 m les échantillons prélevés n'ont livré aucune microfaune déterminable excepté un ou deux rotalipores très usés ! Celle-ci réapparaît à la base de la quatrième séquence avec l'association *R. cushmani*, *R. deecke*i, *R. brotzeni*, *R. appenninica* qui donne un âge compatible avec la base de la séquence C<sub>4</sub> de Montmorin, confirmant ainsi l'essai de corrélation "lithologique". La coupe s'achève à la limite de la forêt avec le passage (rapide) à une série calcaire affleurant très mal ; ce passage correspondait pour PORTHAULT à la limite Cénomanien-Turonien : quatre échantillons prélevés à la base et 30 m au-dessus ont livré une microfaune encore cénomanienne peu élevée (*R. greenhornensis*, *R. cushmani*, *R. deecke*i) : dans ce compartiment le Turonien n'a donc pas été préservé et le Cénomanien comporte les quatre séquences C<sub>1</sub> à C<sub>4</sub>.

- Pierre Vesce (annexe ). La série est très peu épaisse et comporte cependant cinq séquences ; deux échantillons prélevés quelques mètres sous la falaise turonienne ont fourni l'association *R. cushmani*, *R. greenhornensis*, *R. montsalvensis* pour le prélèvement inférieur et *R. cushmani*, *R. greenhornensis* pour le second. En l'absence de whiteinelles et de formes dicarénées typiques, le sommet de cette séquence ne peut être rapporté à un Cénomanien supérieur élevé : il s'agit probablement de la séquence C<sub>5</sub> (limite Cénomanien moyen/Cénomanien supérieur) ; les trois séquences C<sub>6</sub>, C<sub>7</sub> et C<sub>8</sub> sont à nouveau absentes.



Les corrélations chronostratigraphiques sont ainsi concordantes et débouchent sur une lacune insoupçonnée mais considérable de la partie supérieure du Cénomaniens dans une large partie du bassin : elle correspond exactement à la lacune anté-turonienne reconnue par PORTHAULT dans la vallée du Rhône sur laquelle je reviendrai un peu plus loin.

## 2. LE FONCTIONNEMENT DE L'EVENTAIL DE CEUSE

La relative dispersion des coupes et leur grande variabilité latérale ne nous permettent pas une analyse aussi fine que pour l'Aptien : on doit se contenter d'une comparaison séquence par séquence des épaisseurs décompactées et du pourcentage relatif en résédiments.

### 2.1. $C_1 - C_2$

La distribution tant des épaisseurs que des slumps est très comparable pour les séquences  $C_1$  et  $C_2$  ; tout au plus on notera l'épaisseur plus faible de  $C_1$  à Montmorin. Les slumps sont restreints aux deux coupes de La Chaudière et du Risou où ils représentent jusqu'à 75 % de la série (fig. 126a et b) !

Tant leur faciès (très marneux pour  $C_1$ , plus calcaire pour  $C_2$ ), leur géométrie chenalisante ( $C_2$ ) que les directions (sens de glissement observés (\*)) permettent de corréler les slumps des deux coupes déterminant ainsi un axe de transport bien connu dans l'Eventail de Ceuse.

(\*) A l'aval les sens transverses correspondent sans doute à des glissements depuis les bords.

On peut ainsi rapprocher les deux formes chenalisantes observées dans ces deux coupes de La Chaudière et du Risou (fig. 127a, b ; d'après MAILLART, 1985) : creusées aux dépens d'un slump à blocs pluridécamétriques parfois imbriqués, leur remplissage s'effectue avec du matériel "slumpé" puis un faisceau marno-calcaire alternant. On remarquera la présence d'un banc calcaire à la base de la forme chenalisante à La Chaudière (fig. 127a) :

Dans le détail (fig. 127a1), il s'agit en fait d'une succession de lambeaux calcaires décimétriques (20 - 30 cm) intercalés de niveaux marneux, tous les éléments étant disposés parallèlement à la stratification du bloc sous-jacent mais le moulant en grand. Des bancs calcaires de ce type (à la base de grands chenaux entrecroisés, DENELLE et MATTHIEU, 1982) ont déjà été observés et interprétés comme un phénomène diagénétique précoce suivant de peu le creusement de la morphologie. Son aspect ici résédimenté témoignerait d'une histoire identique mais en deux étapes : réalisation du chenal et du dépôt correspondant avec un éventuel remplissage puis une nouvelle phase de creusement et de slumping va démanteler sur place ce "pseudo" banc. On notera précisément sur l'autre flanc du chenal l'existence d'un slump marneux à boules calcaires entre le slump à blocs et l'ultime remplissage par des résédiments.

### 2.2. $C_3$

La puissante série grésoglaucconieuse connue au Nord (La Chaudière, Pas de Lausens, Vesc ; PORTHAULT, 1974) est curieusement passée inaperçue au Risou. La carte d'isopaques totales (\*) montre de fait une zone de forte épaisseur selon un axe identique au précédent (fig. 128a).

Ce faciès gréseux n'étant présent qu'au sommet de  $C_3$  on peut scinder l'analyse en deux :

(\*) La décompaction a été opérée avec un taux pondéré  $\tau_g = (1 + \tau)/2$   
 $\tau$  : faciès marno-calcaire ;  $\tau_g$  : pour le faciès grésoglaucconieux.



- Le faciès marno-calcaire - situé à la base - est présent dans toutes les coupes étudiées. la distribution des épaisseurs et des slumps dans ce faciès n'a guère varié avec seulement un pourcentage un peu plus élevé à Montmorin (fig. 128b). La variation brutale d'épaisseur entre les deux coupes du Risou levées de part et d'autre de l'accident traduit son fonctionnement durant cette période (cf. IV, p. ).

A La Chaudière, trois coupes latérales complémentaires ont permis d'apprécier dans cet intervalle la grande variabilité latérale de ces slumps cénomaniens (fig. 1éç, d'après MAILLART, 1985) : érosion, dépôt en flaques, moulage et migration latérale s'enchaînent dans cet exemple de petite dimension (500 m de largeur, 20 m (actuels) d'épaisseur).

- Le faciès calcaréo-glaucieux supérieur s'intercale dans la coupe du Risou, où son épaisseur actuelle atteint 117 m : absent tout autour (Montmorin, Pierre Vesce, Les Turcs) il dessine une étroite indentation dans le bassin (fig. 128c). De nombreux chenaux y ont été observés tant au Risou qu'à La Chaudière ; PORTHAULT (1974) souligne près de La Chaudière la présence et le développement parfois spectaculaire de conglomérats à galets barrémo-bédouliens en provenance du Vercors méridional (in PORTHAULT, 1974, p. 125) (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres à la ferme du Haut Berthe près de Saou) déjà mentionnés par SORNAY (1950).

Les bancs sont systématiquement laminés avec parfois quelques rides ; quelques granoclassements ont même été observés ; le microfaciès révèle dans une matrice légèrement phosphatée d'abondants spicules, radiolaires et quartz, de la glauconie et de nombreux objets phosphatés.

Dans le contexte morphologique précédent, cette partie de la coupe du Risou correspondrait alors à une partie plus distale (le faciès y est plus fin qu'à La Chaudière) d'un appareil détritique complexe chenalisant, ayant emprunté toujours le même axe de l'Eventail de Ceüse.

### 2.3. C<sub>4</sub>

Les apports de matériel détritique cessent brusquement et la séquence C<sub>4</sub>, érodée par le Turonien à La Chaudière et Vesc, semble correspondre à une certaine uniformisation des dépôts (fig. 130) : ainsi les trois coupes de Montmorin, du Risou et des Turcs présentent des épaisseurs comparables, tandis qu'à Pierre Vesce la réduction de la série est due sans doute au fonctionnement de l'accident du Risou déjà proposé durant C<sub>3</sub>. Le pourcentage en résédiments reste assez élevé, surtout au Risou et à Montmorin : la morphologie fonctionne encore ?

### 2.4. C<sub>5</sub>

L'érosion anté-turonienne (Montmorin) et/ou actuelle (Le Risou : la série n'est pas cachetée par le Turonien dans le compartiment ouest ; elle l'est par contre à l'Est avec de plus une épaisseur réduite de moitié) n'a préservé cette séquence qu'à Pierre Vesce et aux Turcs avec des épaisseurs très comparables, ainsi qu'une relative abondance de slumps (en particulier à Pierre Vesce) (fig. 131).

La carte d'isopaques totales du Cénomaniens est sans gradient net excepté au Sud-Est, montrant le jeu d'accident du Risou (fig. 132) : ce document presque sans intérêt prend une tout autre signification si l'on examine deux profils N-S et NW-SE (fig. 133a et b) : le premier N-S met à l'horizontale le toit de la séquence C<sub>4</sub> : il montre clairement la morphologie qui a piégé le corps gréseux présent dans C<sub>4</sub>. Le second met à plat le Turonien et souligne l'importance des érosions et la vanité de toute comparaison d'épaisseurs à partir des simples isopaques !

L'Eventail de Ceüse reconnu de l'Oxfordien à l'Albien a donc également fonctionné au long du Cénomaniens (p.p.) ; les mêmes mécanismes (érosions, comblements, migrations latérales, failles) invoqués pour l'Aptien ont contrôlé la sédimentation dans cette morphologie.



#### IV - LE BASSIN AU CENOMANIEN

Les trois secteurs précédents représentent trois environnements différents : la plate-forme externe (Sisteron), une vallée sous-marine (Ceüse) avec des faciès pélagiques et des venues détritiques (le faciès grés-glaucconieux), un domaine de bassin mais affecté par une tectonique synsédimentaire.

La prise en compte des données de B. PORTHAULT et des travaux de M. CONARD (1978, 1979, 1983) permet un dessin de la marge peu différent de celui de l'Albien (fig. 134) ; avec cependant une légère progradation vers le Nord à proximité de Sisteron (non figurée ici).

Au Nord les informations sont plus rares : du Cénomanién a été daté dans le Dévoluy (FONTES et al., 1965) et la Montagne de La Blanche à l'Est de Seynes (CHEVALIER et al., 1971) ; dans les trois coupes que j'ai levées à l'Est [Fours (Bh), Pré des Fabres (PF) et Saint-Delmas (SDS)], les marnes bleues attribuées par les auteurs au "Crétacé moyen" (Aptien, Albien, Cénomanién) sont en fait à rapporter au Vraconien (une dizaine de mètres) et au Cénomanién inférieur et moyen (?). Elles sont surmontées par la falaise calcaire du Crétacé supérieur non daté (Turonien ??). Le tracé de la bordure nord a cependant été conservé au même endroit qu'à l'Apto-Albien ; cette marge coïncide précisément avec une zone haute de même orientation reconnue par EL KHOLY (1972) au Crétacé supérieur.

Les indications directionnelles ne concernent que l'Eventail de Ceüse qui fonctionne jusqu'au Cénomanién moyen (au moins voire au-delà ?) et l'alimentation du bassin depuis la plate-forme sud avec une pente générale vers le Nord (les sens indiqués dans l'Arc de Castellane ont été repris de l'article de M. CONARD-NOIREAU, 1983) (fig. 134).

Les six cartes en épaisseur décompactée des cinq séquences ( $C_1$  à  $C_5$ ) de l'ensemble  $C_6$ - $C_7$ - $C_8$  rassemblent les données obtenues dans les trois secteurs étudiés (fig. 135a à f) ; on y notera le puissant contrôle exercé par les failles synsédimentaires (de la Durance, du col de La Cine et du Risou ; Eygalayes ? (PORTHAULT, 1974) qui induisent des contrastes d'épaisseur parfois très importants : on peut comparer les 18 m de  $C_1$  à Pierre Vesce aux 402 m de la coupe de Sisteron (fig. 135a).

A partir d'un nombre limité de secteurs et de coupes, cette reconnaissance a permis de dégager plusieurs points importants :

- La biostratigraphie de l'étage - au moins dans le bassin subalpin - devra être révisée pour deux raisons :
  - . Des désaccords dans l'extension des diverses formes planctoniques ont été observés au cours de cette étude par rapport aux échelles de référence (PORTHAULT, 1974 et 1978 ; ROBASZYNSKI et CARON, 1979) ;
  - . Ces échelles de macro- et microfaune n'ont pas été calées à partir des mêmes coupes ; ainsi dans le bassin, le Cénomanién supérieur est-il très mal caractérisé.
- Le découpage séquentiel a permis d'identifier les discontinuités qui ont marqué la sédimentation cénomaniénne ; elles sont parfois associées à des lacunes (L'Auragnier :  $C_2$ - $C_3$ - $C_4$  ; Montmorin :  $C_5$  à  $C_8$ , etc.).
- La plus importante (spatialement) concerne bien sûr le Cénomanién supérieur ( $C_6$  à  $C_8$ ) qui est absent au moins dans la partie ouest du bassin (fig. 136) ; les trois coupes (les plus complètes) apparaissent au bord sud, alignées immédiatement au Nord de la marge méridionale, suggérant une déformation importante du bassin avant le Turonien.



- Une tectonique synsédimentaire active a contrôlé la sédimentation tout au long du Cénomanién ; l'absence du Cénomanién supérieur pourrait traduire une phase paroxysmale de déformation.
- L'Eventail de Ceüse, qui fonctionne encore au Cénomanién moyen, existe ainsi depuis près de 50 millions d'années !

## **QUATRIEME PARTIE**

### **FAILLES ET FRACTURATION**

#### **A - LE FONCTIONNEMENT DES FAILLES**

- I. TROIS CAS DE TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE
- II. L'ACCIDENT DE LA CINE
- III. LE FAISCEAU DU RISOU
- IV. LE CHAMP DE BANON
- V. LE SECTEUR DE SISTERON

#### **B - TECTONIQUE ET FRACTURATION PRECOCE**

- I. LES SILLS DE ROSANS
- II. LES SILLS ET DYKES DE BEVONS

#### **C - LE CONTEXTE STRUCTURAL**

- I. LA PERENNITE DES MORPHOLOGIES
- II. LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE



L'importance des déformations au cours de la sédimentation a été progressivement reconnue ces dernières années dans diverses séries subalpines : liasiques (COADOU et BEAUDOIN, 1972 ; BEAUDOIN et al., 1975 ; ARNAUD et al., 1977 ; BEAUDOIN et COADOU, 1984), crétacées (COTILLON, 1971 ; ARNAUD, 1981 ; FRIES et al., 1985), tertiaires enfin (BEAUDOIN et al., 1975, ...).

Trois approches complémentaires ont été développées au Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris, à partir de différentes séries, secondaires ou tertiaires, dans le bassin du Sud-Est et en dehors :

- l'identification et le fonctionnement d'accidents synsédimentaires,
- l'étude de la fracturation précoce : les sills et les dykes,
- la prise en compte de la compaction.

Cette partie, consacrée à l'évolution structurale du bassin durant l'Apto-Cénomanién s'appuie sur ces démarches collectives au plan de la méthodologie, qui ont été ponctuées de différentes publications et font l'objet de thèses en cours (BEAUDOIN et FRIES, 1982 ; BEAUDOIN et al., 1983 ; BEAUDOIN et al., 1984 ; FRIES et BEAUDOIN, 1985 ; BEAUDOIN et al., 1985 ; BEAUDOIN et al., 1986 ...).

Après un premier chapitre où sont présentés quelques accidents majeurs reconnus, je rappelle dans le second chapitre les principaux résultats obtenus sur les sills et les dykes, avant de faire le point sur le contexte structural.



## A - LE FONCTIONNEMENT DES FAILLES

Plusieurs exemples seront successivement développés permettant d'apprécier le fonctionnement de ces failles au long de l'intervalle apto-cénomaniens : trois cas ponctuels (Gigors, Bourdeaux, Saint-André-Les-Alpes) et quatre faisceaux d'accidents majeurs (La Cine, Le Risou, la Durance, le champ de Banon) ont été retenus (fig. 137). On note d'emblée leur localisation indifféremment sur les bordures (ou à proximité) et dans le domaine de bassin.

### I - TROIS CAS DE TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

#### 1. LA FAILLE DE GIGORS

La série de Gigors, située au Nord de l'Eventail de Ceüse (fig. 138) présente un faciès de plate-forme - en place - (microfaune riche en bryozoaires, échinodermes, ostracodes, spicules de spongiaires, ...) avec dans le Gargasien supérieur des chenaux déca à hectométriques entrecroisés, puis dans le Clansayésien une alternance de marnes et de bancs calcaréo-gréseux dans laquelle s'intercalent progressivement vers le haut des niveaux bioclastiques de la "Grande Lumachelle" à stratifications entrecroisées.

Cette série aptienne plurihectométrique affleure 1 km au Sud de Gigors (fig. 139a et b) ; 1 km au Nord, une faille orientée N 45° affecte les calcaires barrémiens, mais ne décale ni les calcaires turoniens ni la lumachelle. Son rejet vertical paraît d'ordre hectométrique : de fait la série marneuse diminue brutalement d'épaisseur (moins de 100 m).

Avec ce mécanisme simple de faille normale nous disposons ainsi d'une modalité de transition entre le bassin et la zone haute du Vercors. Cet accident a sans doute contrôlé la géométrie de la niche d'arrachement barrémienne identifiée dans ce secteur par ARNAUD (1981) et correspondant à la zone de départ d'une coulée boueuse très puissante (FERRY et FLANDRIN, 1979).

#### 2. LE PAYS DE BOURDEAUX

Plusieurs failles synsédimentaires ont été observées dans le secteur de Bourdeaux, situé dans la partie amont de l'Eventail de Ceüse (fig. 138 et cf. p. ).

- Un chenal gréseux (corps F) d'épaisseur plurimétrique et cartographié sur près de 10 km voit localement son dépôt contrôlé par une faille orientée N 160° : celle-ci est scellée par le slump G (fig. 64 a et b, p. ).
- A l'affleurement des Granges, au Sud de Bourdeaux deux coupes du faisceau clansayésien distantes de 200 m peuvent être levées de part et d'autre d'une faille orientée NE-SW (fig. 140). Les corrélations banc à banc montrent l'absence du faisceau [3a, 4] dans la coupe nord et sa présence dans la coupe sud. On est ici précisément dans la zone de départ du slump  $\Sigma_3$  dont la géométrie est contrôlée (au moins partiellement) par le fonctionnement de cet accident : la faille effondrant le compartiment aval y a préservé la série absente au Nord.
- L'exemple le plus spectaculaire correspond sans doute à celui de la faille de Mornans qui délimite ici la zone de départ des slumps  $\Sigma_1$  et  $\Sigma_2$  (III, p. ). La série clansayésienne est intacte au Nord de la faille (coupes de Félines, Francillon, Les Cosmes), tandis qu'à quelques centaines de mètres au Sud, le même intervalle est constitué de l'empilement de deux slumps pluridécamétriques (fig. 141). Cette faille d'orientation NE-SW a



contrôlé la géométrie de la zone de départ de ces deux corps  $\Sigma_1$  et  $\Sigma_2$  (p. ).

### 3. SAINT-ANDRE-LES-ALPES

Trois coupes de la série aptienne peuvent être levées entre Saint-André-Les-Alpes et Angles, sur la rive gauche du Verdon, en bordure du lac de Castillon (localisation, fig. 137). Les deux premières sont séparées par moins de 200 m et situées de part et d'autre d'un accident orienté N.NE-S.SW, affectant les calcaires barrémo-bédouliens sous-jacents ; la troisième, à 2 km au Sud-Est des précédentes en est probablement séparée par un second accident de même orientation, visible dans les calcaires jurassiques (fig. 142a).

La séquence B, bien exposée est cependant de nature fort différente dans ces trois coupes (fig. 142b).

- La coupe SAA<sub>W</sub> débute par un slump à éléments calcaires du Barrémo-Bédoulien, recouvert par le faisceau du "niveau blanc" intégralement représenté. La séquence se termine par la discontinuité B/G peu au-dessus du dernier banc calcaréo-marneux.
- Dans la coupe SAA<sub>E</sub>, on observe directement au-dessus des calcaires un slump épais à blocs métriques et décamétriques calcaires et calcaréo-marneux dont la stratification est bien conservée. On peut sans peine identifier des "morceaux" appartenant au faisceau du "niveau blanc". Ce slump ( $\gamma$ , cf. p. ) est recouvert par le dernier banc calcaréo-marneux, lui même précédant la discontinuité B/G.

- A Angles, (An) le faisceau du "niveau blanc" est intact et repose très près (2 m) des calcaires bédouliens ; le slump inférieur à éléments calcaires est absent.

Ces affleurements apportent la preuve d'un jeu synsédimentaire de la faille observée F et font suspecter celui de F<sub>1</sub>, en contrôlant le dépôt de deux slumps de la séquence B. Le dernier faisceau contourné ( $\gamma$ ) résulte vraisemblablement d'un écroulement en masse consécutif à un séisme (p. ) ; on notera l'évidente proximité temporelle entre le jeu de la faille (et le séisme supposé) et la discontinuité B/G. Cette observation corrobore des résultats identiques obtenus dans le Lias subalpin (BEAUDOIN et al., 1975) où les discontinuités scellent une activité tectonique intense.

## II - L'ACCIDENT DE LA CINE

(RENAUD, 1986 ; BEAUDOIN et al., 1986)

Bien que l'étude de l'accident du Col de la Cine porte sur une série complète depuis l'Hettangien jusqu'au Turonien, dépassant donc le cadre de ce mémoire, je présenterai ici l'essentiel des résultats obtenus : la démarche employée a en effet permis d'appréhender la subsidence tectonique différentielle en faisant abstraction des problèmes bathymétriques. Ainsi, susceptible d'être appliquée à n'importe quel accident synsédimentaire, elle constitue un élément important pour approcher la dynamique du bassin.

L'importance du contraste d'épaisseur entre la série du Jurassique inférieur et moyen de Col de la Cine (CHAPPAZ et al., 1971 ; COADOU et BEAUDOIN, 1975) et celle proche de Digne (ASSENAT, 1972) ont incité à rechercher si cet accident qui borde à l'Est le synclinal de Barrême (fig. 143) n'avait pas contrôlé la distribution des épaisseurs et des faciès au long du Mésozoïque.



Diverses coupes levées de part et d'autre et complétant des levés antérieurs ont permis (RENAUD, 1986) de construire deux profils représentant la série complète depuis l'Hettangien jusqu'au Turonien.

Les épaisseurs totales marquent déjà un contraste très accusé : près de 3 200 m à l'Ouest contre 1 100 m à l'Est (fig. 144). La comparaison terme à terme, menée sur des ensembles bien datés par ammonites et microfaune montre la permanence des fortes épaisseurs (actuelles) à l'Ouest (tableau 11, colonne 10) : seuls le Cénomaniens supérieur et le Domérien enregistrent des puissances comparables (encore que la coupe de Gypières, la plus orientale, montre le Toarcien supérieur reposant directement sur le Sinémurien I) ; à l'inverse on remarquera l'absence du Cénomaniens inférieur et moyen dans le compartiment est (p. ).

Prenant en compte la compaction (le recouvrement post-cénomaniens a été estimé à 700 m) on peut restituer les épaisseurs successives des différents ensembles (tableau 11) et construire une succession de coupes comparatives (fig. 145) : en plaçant conventionnellement le sommet d'un intervalle à l'horizontale, les jeux répétés de l'accident sont ainsi bien visualisés. Il reste encore à prendre en compte les évolutions bathymétriques et la compensation isostatique pour atteindre la part tectonique de la subsidence différentielle.

L'enfouissement de la surface de référence retenue (ici le toit de l'Hettangien) est précisé au cours du temps : c'est la dernière ligne du tableau 11. La restitution de sa profondeur doit tenir compte de l'évolution bathymétrique et des mouvements eustatiques : une tranche d'eau de 100 m du Sinémurien au Toarcien inférieur a été retenue, puis de 1 000 m au-delà : les variations eustatiques ont été négligées. Ceci ne change en rien le résultat final, car ces paramètres avaient sans doute la même valeur à l'Est qu'à l'Ouest ; les sens de pentes reconstitués indiquent clairement que le secteur occidental, le plus épais, était le plus profond : les résultats obtenus sont donc minimaux.

Ayant atteint les profondeurs successives, il devient possible de calculer la compensation isostatique (avec une densité de sédiment correspondant à la distribution de porosité  $\Phi(z)$ , et une densité de substrat de  $3,2 \text{ g/cm}^3$ ) ; par soustraction on obtient la contribution tectonique pour chaque compartiment (tableau 12, colonne c). La différence entre ces valeurs à l'Ouest et à l'Est correspond au jeu **"tectonique" cumulé** de l'accident (colonne 7) ; le gradient, en mètres M.A., est porté dans la colonne h en utilisant les durées indiquées dans la colonne a (VAN HINTE, 1976).

Cette même évolution est illustrée par la figure 146 où sont portées ces valeurs ainsi que celles de la subsidence tectonique dans le secteur occidental, également en mètres/M.A. Les deux courbes sont extrêmement semblables, hors l'intervalle toarcien-bajocien qui enregistre l'approfondissement supposé de 100 à 1 000 m : le jeu de l'accident du Col de la Cine amplifie et accompagne la subsidence générale du bassin.

La période apto-cénomaniens est dans cette analyse très grossièrement découpée, car on ne dispose pas de coupes levées et datées suffisamment complètes. Un point singulier à retenir est la valeur négative obtenue dans le Cénomaniens supérieur : elle indique une modification du fonctionnement de l'accident (inversion du rejet ?).

### III - LE FAISCEAU DU RISOU

(FRIES et al., 1985)

Au coeur du synclinal de Rosans (localisation, fig. 147a) la colline du Risou est traversée par un accident orienté à N 30° affectant actuellement tout le Crétacé jusqu'au Turonien, et effondrant le compartiment occidental. Dans ce même secteur s'observent d'autres failles subparallèles (fig. 147b). Le lever en continu et la corrélation des coupes depuis la base des marnes aptiennes jusqu'aux calcaires



turonien, appuyés sur un contrôle micropaléontologique, montrent des différences notables d'épaisseurs de part et d'autre de l'accident du Risou et des accidents associés qui attestent de leurs jeux répétés au long de l'intervalle apto-cénomaniens.

Dans ce secteur de Rosans, correspondant à la partie médiane de l'Eventail de Ceüse (fig. 138), l'activité tectonique contemporaine de la sédimentation peut ainsi être analysée tant par des cartes que des profils longitudinaux orientés W-E.

- Un premier jeu est identifié dans la séquence B, au bord sud du synclinal : entre les deux coupes du Verger (Ve, à l'Ouest) et des Rollands (Ro) distantes de 500 m, l'intervalle entre le sommet des calcaires et le "niveau blanc" varie brutalement de 67 à 51 m (compte tenu de la compaction). Un banc calcaire intercalé indique que le jeu de la faille, prolongement de celle du Risou, a été répétitif (profil I, fig. 147c).
- Dans la séquence G, un premier slump repose tantôt sur le "niveau blanc" (avec une érosion très importante des séquences B et G), tantôt très haut dans les marnes de la séquence G. Un profil mettant à plat le sommet de ce slump A montre le fonctionnement de plusieurs accidents dont celui du Risou, avec des rejets décimétriques (fig. 148a). Le tracé des courbes isopaques de ce même corps présente une légère virgation, suggérant de plus un contrôle morphologique du dépôt, induit par cette faille (fig. 148b). Une même observation peut être faite sur d'autres slumps de la série tel le corps I (séquence G également) : un jeu en touches de piano détermine des directions de glissement et de courant (mesurées dans et juste au-dessus de celui-ci) orthogonales à la pente générale (fig. 148c et d).
- La base de la séquence K<sub>2</sub> est marquée par l'arrivée brutale d'une fluxoturbidite à matrice sableuse à l'origine de dykes et sills dont la géométrie complexe (ci. ci-après) emprunte en partie un réseau de

fractures de même orientation que celle du faisceau du Risou. Peu au-dessus un slump peu épais voit son dépôt contrôlé par une faille mineure dans le secteur de Notre Dame (ND 2 et 3) (fig. 148c).

- La coupe du col de Palluel (Pa, fig. 147b) peut être menée jusqu'à la base du Cénomaniens et avec un faible déplacement latéral jusqu'à celle du Turonien. Le contenu microfaunistique et l'analyse séquentielle permettent d'individualiser les différentes séquences de l'Apto-Cénomaniens. Immédiatement à l'Est de la faille, des prélèvements effectués environ 200 m au-dessus de la fluxoturbidite révèlent la présence sur 30 m d'Albien moyen, à 20 m sous le Cénomaniens inférieur daté. Ces observations démontrent le fonctionnement de l'accident du Risou à cette époque, faisant disparaître ou considérablement réduire au moins l'Albien supérieur et le Vraconien soit près de 260 m de série (en configuration actuelle, fig. 149).
- Avant le Turonien un jeu encore sensible : le Cénomaniens épais de plus de 250 m (en épaisseur actuelle) à l'Ouest atteint à peine une centaine de mètres à l'Est où il est cacheté par les calcaires turoniens.

En appliquant la méthode développée pour l'accident de la Cine, cette analyse peut être complétée par le calcul de la subsidence tectonique (tableau 13, les calculs intermédiaires sont indiqués en annexe) : si les valeurs du gradient sont assez comparables à celles de La Cine pour l'Albien et le Cénomaniens inférieur - moyen, en revanche l'Aptien se distingue au Risou, ainsi que le Turonien (non levé à La Cine).

L'Aptien montre un gradient fortement négatif, indiquant un effondrement du compartiment oriental. Bien que les deux coupes aptiennes (Pa et Ta) aient été levées de part et d'autre de l'accident, elles ne sont pas à la même latitude (fig. 147b) : au jeu vertical de l'accident, se surimpose un gradient N-S qui rend la coupe aptienne de



Palluel assez peu représentative car très lacunaire. Les coupes que l'on peut observer à l'Ouest de Tarroche sont en effet beaucoup plus épaisses (mais incomplètes) ; cette valeur pourrait donc ne pas être représentative du jeu de l'accident. Elle a été conservée par souci d'homogénéité car la série albiennaise a été levée immédiatement au-dessus.

Les résultats concernant le Turonien sont sans doute plus importants : bien que le gradient soit positif (2 m/M.A.) les deux compartiments présentent une subsidence tectonique fortement négative (soit en fait une remontée du tréfond) et sensiblement de même intensité. Or l'étude du Cénomaniens de cette région nous a montré l'existence d'une importante lacune du Cénomaniens moyen et supérieur (absence régionale des quatre dernières séquences) attribuée à une phase de déformation située à la base du Turonien. Le résultat obtenu ici indépendamment du précédent constitue un argument supplémentaire en sa faveur.

#### IV - LE CHAMP DE BANON (\*)

(CABROL, 1985 ; JOSEPH et CABROL, 1986)

Situées sur le flanc méridional de la Montagne de Lure, les failles constituant le champ de Banon affectent outre les calcaires "urgoniens", la série de marnes et grès de l'Apto-Albien, avant de s'enfoncer plus au Sud sous la couverture cénomaniennaise et tertiaire (fig. 150a,b).

Dans un premier temps, les travaux conduisirent à de notables modifications lithostratigraphiques et sédimentologiques (CABROL, 1985) ; cette première campagne mit en évidence quelques failles synsédimentaires. Elle fut alors complétée - pour le compte de la Compagnie Française des Pétroles (TOTAL-C.F.P.) -

(\*) Ce texte est largement emprunté au rapport inédit réalisé par P. JOSEPH (JOSEPH et CABROL, 1986) que je remercie pour m'avoir autorisé à l'utiliser pour ce mémoire.

par une seconde campagne de terrain qui a permis la reconnaissance et l'analyse des (nombreuses) failles synsédimentaires, de leur influence sur la sédimentation apto-albienne et enfin du fonctionnement même de l'ensemble du champ (JOSEPH et CABROL, 1986).

#### 1. LA SERIE APTO-ALBIENNE

Je rappellerai très brièvement la constitution de cette série apto-albienne qui a été déjà décrite précédemment (fig. 150b) :

- Des calcaires et des calcarénites ("Urgonien" *sensu lato*) du Bédoulien :  
Dans toute la partie méridionale du champ, la partie sommitale de "l'Urgonien" est formée de calcarénites bioclastiques (environ 20 m minimum), organisées en grandes rides métriques à sets progradants décimétriques. Plus au Nord, au-delà de Saumane on passe rapidement à des calcaires à silex à chenaux et slumps.  
La sédimentation calcaire est interrompue brutalement par une surface de discontinuité à encroûtements et perforations ("hard ground") que surmontent les marnes bleues de l'Aptien.
- Les marnes à ammonites pyriteuses du Bédoulien supérieur - Gargasien :  
elles sont tronquées à leur sommet par la discontinuité à "cailloux noirs" et argiles vertes datée par une microfaune pauvre de l'Albien supérieur.
- Les alternances de sables marneux et de bancs de grès (Albien supérieur, séquence A<sub>4</sub>). Cette séquence régressive comporte trois termes principaux : faciès bleu, faciès Valsaintes et faciès l'Abbadie). On se rappellera la présence de fluxoturbidites sableuses très érosives dans le faciès Valsaintes.



## 2. LA STRUCTURATION DU CHAMP DE BANON

### 2.1. L'âge des accidents

Les failles du champ de Banon sont classiquement attribuées à des déformations tertiaires (GOGUEL, 1932 ; GIGOT et al., 1977 ; BERGERAT, 1985). En fait, un grand nombre des accidents affectant aujourd'hui les calcaires bédouliens présentent des critères de jeu précoce synsédimentaire :

- Plan de faille constitué par des brèches à ciment calcaire micritique, attestant d'un matériel encore mou (fig. 151a) ;
- déformations plastiques en bordure de faille ;
- Encroûtements ferrugineux sur le miroir, analogue au "hard ground" sommital de "l'Urgonien" (fig. 151b) ;
- Placages marneux (gargasien) ou gréseux (albiens) incrustés dans le miroir (Piparoux, Rocher d'Ongles) ;
- Loupes d'arrachement affectant le plan de faille ;
- Olistolithes plurimétriques glissés sur le plan de faille et emballés dans des brèches sédimentaires.

Ces critères indiquent plutôt un jeu de la faille avant le dépôt des marnes apto-albiennes. Dans quelques cas (la Bidousse, Piparoux) des accidents sont scellés dans le Gargasien ou les barres gréseuses de l'Albien supérieur.

### 2.2. L'analyse structurale

L'étude cartographique des accidents montre nettement une organisation en relais rectilignes "en baïonnette" (fig. 152a). Les failles **synsédimentaires** se groupent en deux directions à N 25 (grand pic) et N 155 (petit pic) (fig. 152ba) ; la rosace de leur plongement s'agence en deux familles, l'une est symétrique (75° W et

77° E), l'autre asymétrique correspond uniquement à des failles d'orientation plutôt à N 20° et de plongement ouest plus faible (66° E) (fig. 152c). L'étude des failles tardives (ou non prouvées synsédimentaires) présente la même répartition à l'exception de la famille asymétrique. Le léger écart observé dans les plongements (75° W contre 77° E) pourrait s'expliquer par le basculement ultérieur vers l'Est du champ qui n'excède pas 5° au Sud et 1 à 3° au Nord.

Le report des directions de pendage mesurées dans le Bédoulien montre une très grande dispersion entre N 50 et N 240° (moyenne N 125° ; écart-type 60°). Le pendage moyen est de 12°, nettement plus fort que le basculement d'ensemble, inférieur à 5° : le champ de Banon est ainsi constitué d'un ensemble de demi-grabens kilométriques basculés vers le Sud-Est, à l'intérieur duquel le Bédoulien est affecté de plis d'axes Est-Ouest à rayon de courbure kilométrique.

Les données de pendage concernant l'Albien sont moins abondantes mais paraissent toutefois mieux groupées dans le quadrant SE (moyenne N 145°) et les pendages moins forts (environs 10°). Ces observations renforcent l'hypothèse d'une structuration précoce (anté-albienne) du champ de Banon.

Le traitement par la méthode des dièdres droits de l'ensemble des failles synsédimentaires portant des stries (fig. 153a) s'accorde avec un régime en distension de direction principale 105-285, ayant contrôlé la formation des demi-grabens bédouliens.

Plusieurs indices attestent d'un jeu précoce purement décrochant, en particulier au voisinage des grands accidents NW-SE à NS constituant la limite des principaux fossés (Simiane, Banon, Ongles, fig. 152a). Leurs reports sur une rosace visualise deux directions principales de décrochement N 25° senestre et N 160° dextre tandis que la direction générale du champ est à N 40° (fig. 153b).



L'ensemble des résultats suggère une interprétation en système de Riedel développé dans une grande zone cisailante senestre N 40° : les accidents N 25° représenteraient les fractures senestres de type R (orientation théorique N 20 - N 25°), et les accidents N 160°, celles dextres de type R' (orientation théorique N 145-150°) (fig. 153c).

### 3. LE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION APTO-ALBIENNE PAR LA TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

#### 3.1. La paléogéographie fini-urgonienne

A la fin de "l'Urgonien", la paléogéographie est peu contrastée : toute la moitié méridionale du champ voit le dépôt des calcarénites bioclastiques organisées en dunes métriques à grandes stratifications obliques progradantes. Les directions de courant très homogènes indiquent une pente régulière vers le NE, à peu près orthogonale à la limite Nord d'extension des faciès urgoniens *sensu stricto* (calcaires à rudistes, fig. 154). Les calcarénites s'affinent au Nord de Banon, les premiers slumps apparaissent, et le passage rapide aux calcaires à silex se situe au-delà de Saumane.

#### 3.2. La tectonique synsédimentaire apto-albienne

La réalisation de profils à partir de la cartographie de détail permet de visualiser le fonctionnement des accidents synsédimentaires.

##### a. La coupe de La Bidousse près de Carniol (localisation fig. 150)

Plusieurs failles sont scellées par la série apto-albienne (fig. 155a). La décompaction de ce profil montre que le système était complètement scellé à la fin du dépôt du faciès L'Abbadie (fig. 155b). Le rejeu observé aujourd'hui apparaît ainsi comme un simple effet de la compaction sur un substrat rigide faillé (les calcaires

bédouliens) : les marnes gargasiennes ont été réduites de 60 à 35 m dans le graben ouest et de 18 à 8 m sur le horst est, induisant un décalage décimétrique du toit de la série.

Après décompaction deux jeux successifs des accidents suffisent à interpréter le profil :

- un premier jeu fini-bédoulien scellé par les marnes gargasiennes,
- un second jeu Albien supérieur, scellé par la première fluxoturbidite.

##### b. La coupe de Piparoux (localisation fig. 150)

Cet affleurement montre également le contrôle de la sédimentation gargasienne (marnes) et albienne (fluxoturbidite) par une faille synsédimentaire (fig. 156). Son rejeu actuel s'explique là encore par un effet de compaction différentielle.

En outre le jeu en blocs de plus en plus basculés vers l'Ouest est bien exposé sur ce profil. Un schéma d'organisation en profondeur des failles est proposé à titre d'hypothèse (contrôlable en sismique). Le taux d'extension restitué est de l'ordre de 5 % (annexe ).

#### 3.3. La paléotopographie apto-albienne

La cartographie des fluxoturbidites dans ce secteur de Carniol-Piparoux montre une forme étroite chenalisante qui suit nettement certains accidents fig. 157a). La confrontation de cette cartographie avec la carte isohypse du toit des calcaires bédouliens révèle que leur axe de plus forte épaisseur (qui est également l'axe du plus fort ravinement) coïncide avec des zones basses relatives actuelles (fig. 157b). A cette échelle ces isohypses représentent ainsi (moyennant une translation verticale) les



paléo-isobathes avant le dépôt de ces barres sableuses. Celles-ci passent d'une zone basse à une autre par l'intermédiaire de sorte de "cols" synsédimentaires, où les rejets des accidents sont fortement amortis.

La carte des isopaques du Gargasien dans la région plus vaste de Simiane-Oppedette montre là encore l'influence de la structuration synsédimentaire annexe ). Cependant, deux significations opposées peuvent être données à l'absence ou aux faibles épaisseurs de Gargasien :

- Zones hautes avec non-dépôt du Gargasien ou érosion par la discontinuité à cailloux noirs ;
- Zones basses avec ravinement du Gargasien par les fluxoturbidites sableuses de l'Albien supérieur.

Ces isopaques sont donc à manier avec précaution pour déterminer les zones basses.

A l'échelle du champ de Banon, les barres sableuses se disposent en un ou deux grands chenaux méandriformes de largeur kilométrique et d'orientation générale cohérente avec les sens de courant mesurés dans l'Albien (fig. 158). Elles ont été suivies jusqu'au Nord de Saumane, à 2 km au Sud de la crête de la Montagne de Lure ; elles alimentent vraisemblablement les grosses turbidites sableuses identifiées immédiatement au NE entre le Couvent et Bevons.

#### 4. L'EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE A L'APTO-ALBIEN

La cartographie détaillée du champ de Banon, réputé tertiaire, prouve qu'un grand nombre de failles ont eu un jeu synsédimentaire dès l'Apto-Albien. Le champ de fractures aurait été initié à la fin de "l'Urgonien" par un grand décrochement profond senestre d'orientation N 40°. Dans la zone de cisaillement superficielle s'est développé

un système de fractures décrochantes conjuguées du type Riedel (fig. 153a). Les jeux le long de ces fractures ont induit des secteurs en distension, donnant naissance aux principaux fossés du champ (Simiane, Montsalier, Banon, Saumane, Ongles, fig. 152a). Ces fossés, d'orientation méridienne, sont disposés en échelons senestres par rapport à l'accident profond : ils ont valeur "en grand" de fentes de tension associées au système décrochant. Dans le détail, ils sont constitués par des demi-grabens kilométriques, systématiquement basculés vers l'Est.

Cette tectonique synsédimentaire a contrôlé le dépôt des marnes gargasiennes et des faciès albiens : en particulier, les fluxoturbidites sableuses de l'Albien supérieur empruntent systématiquement les zones basses de la paléotopographie : elles passent d'un demi-graben à un autre au travers de cols synsédimentaires engendrés par les basculements ; cette structuration précoce explique leur dimension latérale limitée et leur itinéraire méandriforme.

#### V - LE SECTEUR DE SISTERON

Cette région est située à l'Est de la Montagne de Lure à proximité du faisceau durancien. Elle est particulièrement singulière par sa position nodale, à l'intersection de structures ayant fonctionné pendant le dépôt, à différentes époques :

- Le linéament de Clamensane, au Trias supérieur et au Lias (ARNAUD et al., 1978) ;
- Le linéament de Hongrie souligné par des pointements triasiques dont le jeu diapirique a été démontré au Lias (rocher de Hongrie, GLENAT, 1979 ; BEAUDOIN et COADOU, 1984) ;
- La Montagne de Lure qui a défini une zone haute E-W, affectée par une tectonique subméridienne à l'Apto-Cénomanién ;

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr



- La faille de la Durance qui a contrôlé les dépôts tertiaires (GIGOT, 1975 ; BEAUDOIN et al., 1975).

Les travaux détaillés de cartographie et de levés de coupes (bien datées), étalés sur plusieurs années, menés au Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris et complétés dans le cadre de ce travail sur l'Apto-Cénomaniens, permettent de présenter un schéma structural précis - mais encore imparfait -, essentiel pour apprécier l'évolution tectono-sédimentaire du bassin (fig. 159).

La série sédimentaire impliquée couvre l'intervalle Tithonique - Turonien pour le Mésozoïque et une couverture oligo-miocène. Cette série plissée est affectée par de nombreuses failles synsédimentaires dont le fonctionnement attesté par le recoupement de données cartographiques et sédimentaires, sera présenté ici à quatre périodes successives : au Barrémo-Bédoulien, à l'Aptien, à l'Albien et au Cénomaniens.

# 1. LE BARREMO-BEDOULIEN ET $\Delta_2$

(OURSEL, 1979 ; BOUCHET, 1985 et BEAUDOIN et al. 1986)

La série marno-calcaire barrémo-bédoulienne peut être divisée en trois unités : les calcarénites ou calcaires de Lure (Hauterivien terminal à Barrémien basal, ensemble I) ; une série marno-calcaire atypique datée du Barrémien inférieur, la série des Blaches (ensemble II) ; un ensemble très calcaire (Barrémien supérieur-Bédoulien, III). La première et la dernière unités sont marquées à leur sommet par une discontinuité ( $\delta$  et  $\Delta_2$ ) soulignée par une coloration ocre, des terriers en U et la présence locale d'un conglomérat à éléments calcaires et silex.

Parmi les accidents synsédimentaires identifiés on notera (fig. 160a) (OURSEL, 1979 ; BOUCHET, 1985 ; BEAUDOIN et al., 1986) :

- L'accident du Gravas (Gr). Au Sud, la série des Blaches (II) et la série calcaire (III) sont absentes, et les marnes gargasiennes, réduites à 10 m, recouvrent directement les calcaires de Lure (I). Au Nord, les marno-calcaires des Blaches sont présents (15 m) et viennent en "onlap" sur la surface de discontinuité  $\delta$ . Une brèche sédimentaire correspondant à un écoulement gravitaire (analogue à celles observées dans Banon) repose sur les calcaires de Lure et vient se plaquer sur le plan de faille ; 500 m à l'Ouest le jeu cassant s'amortit dans un pli en genou.
- La faille de Pévoyer (Pe). Au Sud les marnes aptiennes reposent sur les calcaires de Lure ; immédiatement au Nord la série des Blaches est à nouveau présente (une dizaine de mètres).
- L'accident de Mare-Mouche (Ma). La série des Blaches s'épaissit brutalement passant de 25 m au Sud à près de 145 m au Nord. Elle est recouverte de part et d'autre par le même slump calcaire à silex (Barrémien supérieur - Bédoulien ?) prouvant ainsi un jeu antérieur à  $\Delta_2$ . Vers le Nord, après une forte réduction à Ecole (faille  $F'_1$ ), la série va se compléter à nouveau, et à Sisteron la série des Blaches (avec de nombreux slumps) est présente, surmontée par l'ensemble calcaire III dont l'épaisseur dépasse 140 m, suggérant le jeu de la faille  $F_1$ .

Du fait des nombreuses lacunes le profil subméridien de la figure 160a a été réalisé avec la discontinuité  $\Delta_2$  comme surface de référence mise à l'horizontale ; l'analyse précédente met en évidence au moins deux périodes de fonctionnement des accidents : la première contrôlant le dépôt de la série des Blaches, sous la série calcaire du Barrémien supérieur-Bédoulien, la seconde associée à la discontinuité  $\Delta_2$ .



Les indications directionnelles (sens de glissement des slumps, orientation des galets dans les conglomérats, ...) montrent une pente orientée vers le Nord. On peut alors proposer deux reconstitutions (sous  $\Delta_2$  et sous II/III) prenant en compte cette donnée géométrique (fig. 160b et c) : elles renforcent le jeu en blocs basculés de taille plurihectométrique à kilométrique.

Enfin, on retiendra quelques indications microstructurales :

- Les seules stries (calcitiques) indiquant un jeu en faille normale observées dans la région de Sisteron affectent les bancs calcaires de la série des Blaches (Le Gravas). Les autres stries (relevées dans les séries plus récentes) ont toujours une nette composante décrochante (HUAN QIN, communication orale).
- Un conglomérat à éléments pluricentimétriques marque en plusieurs endroits la discontinuité  $\Delta_2$  (Ecole, Sisteron, Les Houlettes, ...) ; celui-ci est susceptible de remplir des fentes subméridiennes ouvertes dans les calcaires de l'unité supérieure III, les pénétrant sur près de 50 cm, et associées à une morphologie érosive en marche d'escalier moulée par les marnes aptiennes (Les Houlettes, B. BEAUDOIN, communication orale).
- Une faille décrochante N 75° avec un décalage horizontal de quelques mètres de la série des Blaches est scellée par les marnes aptiennes à l'affleurement de Pévoyer. Cette indication locale est à rapprocher des résultats obtenus au même moment (sous les marnes aptiennes) dans le champ de Banon : ils pourraient enregistrer une modification dans le régime des contraintes (jeu purement normal  $\rightarrow$  existence de décrochements).

## 2. LES MARNES APTIENNES

Durant l'Aptien, l'activité tectonique est enregistrée à plusieurs reprises : une première section subméridienne, qui met à l'horizontale la discontinuité B/G (fig. 161a), visualise des variations très rapides d'épaisseur associées au jeu des failles du Gravas, de Pévoyer et des accidents  $F_1$  et  $F'_1$ . On notera l'absence de la séquence B au Jas : ce secteur correspond à une zone pérenne de réduction d'épaisseur puisque la séquence G n'y atteint que 10 m contre près de 100 m à La Sauzette (en configuration actuelle).

Un schéma avec une pente sédimentaire toujours vers le Nord indique à nouveau un jeu en blocs basculés ; le secteur de Combelle situé sur la crête d'un bloc sera ainsi affecté par une érosion plus importante expliquant l'absence du faisceau du niveau blanc sous le slump  $\gamma$  (fig. 161 b).

Un second profil prend cette fois la base de la séquence  $K_2$  comme surface de référence (fig. 162a) ; les évolutions  $y$  sont comparables dans les marnes gargasiennes. La faille  $F_1$  délimiterait cependant au Clansayésien ( $K_1$ ) deux domaines distincts aux faciès caractéristiques. En effet au Nord, (depuis la colline du Puy jusqu'à Nevières) la séquence  $K_1$  est constituée des "classiques" alternances marno-calcaires décrites auparavant (p. ) ; par contre au Sud (ravin de Combelle, La Sauzette, Les Paulons), elles sont absentes et on observe au sommet de la séquence G un horizon décimétrique à pluridécimétrique de marnes vertes surmontées par un niveau grésoglaucieux daté à la base de la zone à *trocoidea* (partie supérieure) et au sommet de la zone à *bejaouensis*. Au-dessus, reposent les marnes sombres de la séquence  $K_2$ , peu épaisses.

Comme précédemment une géométrie en blocs basculés peut rendre compte de ces observations (fig. 162b) ; la localisation de ce faciès à marnes vertes au



Sud de la faille  $F_1$  suggère une subsidence très faible (voire une surrection ?) de ce panneau méridional. Présent également au Nord du champ de Banon, il marquerait un paroxysme dans la déformation de la structure de la Montagne de Lure.

### 3. L'ALBIEN

L'étude détaillée du secteur de Sisteron à l'Albien a mis en évidence une tectonique synsédimentaire active tout au long de cet intervalle (p. ). Ainsi au Nord de la faille  $F_1$  les slumps de l'Albien moyen ( $A_2$ ) et les fluxoturbidites sableuses ( $A_4$ ) en provenance du champ de Banon ont été piégées dans la vallée de Jabron. Un profil E-W entre le Couvent et Sisteron (une légère pente vers l'Est a été dessinée compte-tenu des indications directionnelles) montre le jeu d'un grand panneau basculé (vers l'est) d'une douzaine de kilomètres, recoupé par plusieurs failles annexes (fig. 163).

Plus au Sud, vers Château-Arnoux, plusieurs failles sont scellées par le Vraconien ( $F_2, F_3, F_4, \dots$ , fig. 164) ; les indications de pendage dans la série apto-albienne (20 à 40° vers l'Est) prouvent une organisation en petits panneaux basculés vers l'Est, dans une géométrie analogue à celle du champ de Banon.

### 4. LE CENOMANIEN

Plusieurs failles affectant la série cénomaniennne sont cachetées par le Turonien ou l'Oligocène (fig. 164) ; en particulier  $\phi_1$  et  $\phi_2$  d'orientation E-W sont deux failles inverses anté-turonienues.

Cette donnée constitue un élément important en faveur d'une compression N-S à la fin du Cénoimanien supérieur. Un argument supplémentaire peut être obtenu en analysant le secteur nord-oriental (fig. 164) ; la série albo-cénoimanienne, peu plissée entre Volonne et Vilhosc, se déforme rapidement ainsi que sa couverture

oligocène en une succession - anticlinal puis synclinal - très pincé d'orientation E-W. L'Oligocène en contact avec le Turonien puis le Cénoimanien inférieur ( $C_2$ ) descend rapidement sur le Crétacé inférieur puis le Jurassique pour reposer en contact stratigraphique sur le diapir triasique des Naux (situé à 2 km au Nord-Est) (BEAUDOIN, communication orale) : celui-ci affleurant avant le dépôt de l'Oligocène a sans doute fonctionné durant le Mésozoïque ainsi que plusieurs failles ; ainsi les données cartographiques indiquent-elles un jeu au Valanginien-Hauterivien de la faille  $f_5$ , effondrant le compartiment occidental maintenant une série peu épaisse à l'Est, à proximité du diapir.

L'interprétation structurale pourrait être la suivante (fig. 165) : la faille  $\phi_2$  est un élément du faisceau durancien d'orientation générale N.NE-S.SW. En liaison avec le diapir des Naux, celle-ci s'amortit et est relayée par un autre accident de même direction ; dans un contexte compressif N-S, le faisceau fonctionne en décrochement senestre et à proximité du diapir - obstacle mécanique - les effets conjugués des déplacements en relais génèrent des plis très localisés d'axes orthogonaux à la contrainte principale. Ce mécanisme aurait fonctionné dès le Cénoimanien terminal.

La déformation compressive du Crétacé supérieur reconnue dans le Dévoluy (conglomérats des Gâs - turoniens - discordants sur le Bédoulien, plis anté-sénoniens ; FLANDRIN, 1966 ; PORTHAULT, 1974, ...) trouverait ici un de ces jalons les plus anciens (phase anté-turonienne reconnue dans tout le bassin à l'Ouest de la Durance, p. ) et les plus méridionaux avec le domaine pyrénéo-provençal.

### 5. EVOLUTION DE LA SUBSIDENCE

La série apto-cénoimanienne de Sisteron puissante de près de 1 800 m (coupe de La Sauzette-Salignac-Les Cours, au Sud de la faille  $F_1$ , fig. 164) se dépose sous des profondeurs très variées (de 100 à plus de 1 000 m de profondeur). Dans ce



secteur où la tectonique synsédimentaire est intense, l'évaluation de la subsidence tectonique (et thermique) fournit des éléments de réflexion complémentaires [fig. 166, (\*), (\*\*)] :

- Deux périodes d'enfouissement (courbe 1) régulier sont séparées par une brutale accélération à la base du Cénomanién, encore difficile à interpréter ;
- La courbe de profondeur (2) est déduite en ajoutant à la précédente la paléoprosfondeur obtenue à partir des comptages de la microfane et indiquée avec une certaine marge d'incertitude ;
- En retranchant à cette dernière les corrections isostatiques (eau + sédiment) on obtient la courbe de subsidence tectonique (et thermique) (3). Elle présente plusieurs remontées explicables par différentes causes :
  - Une remontée "apparente" que l'on peut "lisser" moyennant un choix adéquat de profondeur ( $C_5/C_6$ ). Cette méthode est cependant limitée par les gradients observés, cohérents avec les faciès et les structures sédimentaires.
  - La restitution de la subsidence tectonique s'opère en supposant l'absence d'ablations importantes : ainsi la lacune aptienne sous les "marnes vertes" a été interprétée dans les calculs comme un non-dépôt. Dans le cas contraire, les remontées observées pourraient - au moins partiellement - relever de l'érosion.

(\*) Comme pour l'accident de La Cine les calculs effectués sont portés en annexe.

(\*\*) La durée des séquences a été choisie constante pour chaque étage.

- Des variations rapides du niveau marin - ici jusqu'à 150 m - compatibles avec les données de VAIL et al. (1977), considérées cependant comme maximales.
- La subsidence thermique, lente et régulière dans ses effets, ne semble pas en cause ici où les phénomènes sont très rapides (à l'échelle de la séquence : 1/4 à 1/8 de la durée d'un étage (\*)).
- Une rotation des blocs basculés amenant une surrection rapide de leurs crêtes (fig. 167). Dans ce schéma en accord avec le contexte structural reconnu à Sisteron des déplacements verticaux déca- à hectométriques sont envisageables. Cet ordre de grandeur est celui des variations d'épaisseur des séquences apto-cénomaniennes. La coupe précédente se situe effectivement (au moins à l'Aptien) à proximité de la crête d'un grand bloc, limité au Nord par la faille  $F_1$ .

La sédimentation apto-cénomaniénne dans le secteur de Sisteron est contrôlée tant en épaisseur qu'en faciès par une tectonique synsédimentaire caractérisée par des jeux en blocs basculés. A la fin du Cénomanién une compression N-S induit un jeu de failles inverse et des plissements locaux.

Durant cet intervalle cette tectonique modèle le réceptacle sédimentaire et induit des pentes, elles-mêmes susceptibles de générer une fracturation des massifs argilo-carbonatés ; celle-ci a été exceptionnellement préservée dans le bassin subalpin sous la forme de sills et de dykes sédimentaires.

(\*) La durée des séquences a été choisie constante pour chaque étage.



## B - TECTONIQUE ET FRACTURATION PRECOCE

La régularité de la série apto-albienne constituée principalement de marnes, dans lesquelles s'intercalent quelques bancs calcaires, est interrompue par plusieurs venues gréseuses subites ; celles-ci ont en outre fossilisé des réseaux de fractures débitant le massif marneux, sous la forme de dykes et sills sédimentaires (BEAUDOIN et FRIES, 1982 et 1984 ; BEAUDOIN et al., 1983 et 1985).

L'étude précise de ces injections, la fracturation des massifs argileux et l'approche d'une paléo-rhéologie de ce type de série initiées par B. BEAUDOIN, G. FRIES et M. PINAULT, constituent le sujet de la thèse d'Olivier PARIZE.

Deux régions présentent des affleurements spectaculaires, BEVONS et ROSANS, examinées successivement.

### I - LES SILLS DE ROSANS

(BEAUDOIN et al., 1983 ; PATERNOSTER, 1983)

Le secteur de Rosans est situé, comme déjà indiqué (p. ), dans la partie médiane de l'Eventail de Ceüse. La série aptienne est bien exposée dans les collines à l'Est de Saint-André-de-Rosans (colline des Aigrets, Serre d'Autruy, fig. 168) : la séquence B avec le "niveau blanc", dans laquelle on reconnaît les slump  $\alpha$  et  $\beta$ , est incomplète, érodée par la discontinuité B/G ; la séquence G est elle-même peu épaisse, surmontée par le "Grand Slump" ( $\Sigma_2$ ) de la séquence  $K_1$ . Au-dessus de  $\Sigma_2$  le faisceau clansayésien est complet jusqu'au banc 6' ; les bancs 1-2 (grès/calcaire qui surmonte  $\Sigma_2$ ), 3 et 5 sont les épais et les plus nets : ils serviront de support à l'analyse. Le sommet de la colline est constitué par une barre gréseuse : sa semelle est marquée par la présence de figures de courant (flute casts, prod casts, ...) images du fond marin. Ce



grès contient de nombreux galets mous centimétriques à métriques, et montre une évolution verticale très fruste avec quelques laminations au sommet : il peut être considéré comme une fluxoturbidite (SLACZKA et THOMPSON, 1981). Dans la masse sableuse on distingue des **sphéroïdes métriques** dont l'**origine diagénétique** est claire : des plans de stratification les recoupent. Comportant fréquemment au coeur un galet mou argilo-carbonaté, ils résultent vraisemblablement d'une cimentation préférentielle.

La colline située juste à l'Ouest paraît montrer la même succession : on y reconnaît en effet le "Grand Slump" ( $\Sigma_2$ ) et le faisceau alternant clansayésien. Le sommet paraît plus complexe, avec des variations brusques et désordonnées de l'épaisseur des grès. Néanmoins, ceux-ci semblent se poursuivre tant vers le Sud (où l'épaisseur va en décroissant) que vers le Nord, où ils forment une masse puissante d'une trentaine de mètres. Leur examen détaillé (BEAUDOIN et al., 1983 ; PATERNOSTER, 1983) montre qu'il s'agit essentiellement de **SILLS et DYKES injectés dans le faisceau clansayésien, en relation avec la mise en place de la fluxoturbidite.**

Leur évolution suivie (en continu sur plus de 500 m) du Sud vers le Nord montre des disparitions/apparitions/variations de puissances progressives (secteur a), d'autres, brutales, à l'aplomb de filons verticaux, véritables dykes (b, c) (fig. 169). A plusieurs reprises, on observe de véritables **marches d'escalier** : ainsi dans les secteurs A et B, les mêmes bancs calcaires s'observent de part et d'autre d'un filon vertical ou très oblique, respectivement **sous** et **sur** la caisse gréseuse : ces sills se sont mis en place après le dépôt du faisceau alternant, et témoignent avec les dykes d'une injection de sable dans un réseau de fractures complexes.

Néanmoins, ces niveaux que l'on peut suivre pour certains sur **quelques centaines de mètres**, puissants parfois de quelques mètres, miment de véritables bancs : strictement parallèles à la stratification, certains présentent même d'abondantes

figures sédimentaires sur leurs surfaces, **loads casts et frondescents coasts** ; mais celles-ci sont diagénétiques, ne correspondant pas à un moulage du fond marin.

La présence de ces intrusions sableuses dans un massif marneux permet d'apprécier, au moins partiellement, l'importance de la compaction ultérieurement subie (BEAUDOIN et FRIES, 1984 ; BEAUDOIN et al., 1985). Sur ces affleurements de Saint-André-de-Rosans on relève des taux compris entre 2 et 3. Prenant en compte cette compaction, on peut restituer les formes initiales, et alors expliquer des particularités comme des poinçonnements, des épaississements soudains ne relevant que d'une sous-compaction locale liée à la présence d'une sorte de pilier. L'utilisation d'un facteur de décompaction de 2 conduit à une géométrie simple, verticale et horizontale, modélisant l'état originel, juste après la mise en place du remplissage sableux (fig. 170).

La fluxoturbidite dont la puissance peut atteindre 30 m est le seul événement gréseux conséquent de la série apto-albienne. Elle s'est mise en place dans une morphologie en creux ramifiée en d'étroits chenaux (secteur du Risou) étudiée sur près de 40 km (fig. 171) ; les sills reconnus apparaissent sur les flancs de celle-ci ; leur cartographie montre une extension supérieure à 1 km<sup>2</sup> pour un individu sill. Un profil sensiblement transverse (fig. 172) à cette structure et dessiné en décompactant les marnes et les calcaires, montre que les sills se développent surtout au bord Sud, en partant du corps sableux axial et en ayant tendance à remonter. Cette localisation semble correspondre à une dissymétrie du chenal ayant canalisé la venue gréseuse, probablement due à une disposition en virage ; celle-ci bien visible sur la carte de la fluxoturbidite est liée au fonctionnement du faisceau du Risou (p. ).

Les affleurements de Bevons près de Sisteron permettent de préciser les modalités de mise en place de ces sills et des dykes associés.



## II - LES SILLS ET DYKES DE BEVONS

(BEAUDOIN et FRIES, 1982 et 1984 ; BEAUDOIN et al., 1984 et 1985)

Affleurant 6 km à l'W-SW de Sisteron, la série apto-albienne de Bevens montre une accumulation de marnes interrompues par des bancs calcaires : les datations permettent d'identifier le Bédoulien, le Gargasien et le Clansayésien avec les séquences B, G, K<sub>1</sub> et K<sub>2</sub> ; l'Albien débute directement avec la séquence A<sub>2</sub> (d'âge Albien moyen ; la séquence A<sub>1</sub> absente ici est présente au Sud-Est et à l'Est de Bevens (p. ) puis viennent les séquences A<sub>3</sub> et A<sub>4</sub> (p.p.) couronnant l'affleurement par un ensemble de barres gréseuses chenalisantes (fig. 173 et 174a).

Le massif marneux est recoupé par de nombreux filons gréseux, souvent perpendiculaires mais parfois obliques par rapport à la stratification générale. Ces dykes (quelques millimètres à 0,80 m d'épaisseur) pénètrent le massif marneux sur près de 250 m (compte non tenu de la compaction), dépassant largement les ordres de grandeur habituels. Ils s'organisent en des réseaux complexes, anastomosés, se terminant vers le bas, tandis que des connexions sont visibles avec les grès sommitaux. Bien qu'une partie de ces derniers soit à rapporter à des sills puissants, plusieurs corps correspondent à des fluxoturbidites chenalisantes (sens de courant vers N 10, N 60 et N 90°) de largeur plurihectométrique (fig. 174a, b).

La cartographie des failles et des filons dans cette région montre qu'à la dimension verticale de ces objets (une profondeur de pénétration supérieure à 250 m en configuration actuelle), s'ajoute une dimension horizontale toute aussi importante : les filons s'agencent en réseaux à maille plurihectométrique (en relation avec des failles synsédimentaires) ; des tronçons hectométriques s'agencent même en deux lignes parallèles distantes de 500 m, la plus longue s'étirant sur près de 6 km (fig. 175a).

En dépit de difficultés liées à de petits décrochements tardifs (tertiaires), les dykes sont étroitement associés aux failles observées sur le terrain (parallélisme des orientations, proximité spatiale), certaines d'entre elles étant antérieures au remplissage des filons. Failles et filons empruntent en fait le même réseau, constitué de deux familles principales N 60 et N 150° (rosace, fig. 175b) sensiblement parallèles et orthogonales à la ligne de plus grande pente auxquelles il convient d'ajouter la direction particulière N 90° (les très longs filons). Des observations de détail montrent l'existence de filons en échelons, senestres (N 60°) et dextres (N 10°) suggérant des cisaillements potentiels.

Un premier modèle simple fondé sur ces observations proposait une restitution morphologique correspondant à une pente générale vers le NE sur laquelle se dessinent des chenaux de largeur plurihectométrique (fig. 176). Le massif marneux, déjà en partie compacté, est débité par un réseau de fractures et failles associées, dont la géométrie guidée par la pesanteur est largement dépendante du champ de contraintes régional. Ce stade initial pourrait prélude à un glissement au long de la pente ou depuis les berges (à l'origine des cisaillements précédents ?) et correspondre à **l'amorce d'un phénomène de slumping** (observable au-dessus des barres gréseuses, fig. 174a, b et 176). Dans ce réseau s'est réalisée la pénétration de matériel sableux, lors de la mise en place de la fluxoturbidite, ici sous forme de **sills** comme à Rosans, et de **dykes** profonds remplis **per descensum**.

Les affleurements du Ravin de la Baume (sur le flanc SE de la colline du Ouy, près de Bevens) permettent de préciser davantage les relations génétiques entre chenal turbiditique et injections sableuses (BEAUDOIN et al., 1985).

Deux ensembles de fluxoturbidites y ont été différenciés, C<sub>1</sub> et C<sub>2</sub> (fig. 177, et p. ). Le flanc ouest de C<sub>1</sub>, concave, expose à l'affleurement une morphologie spectaculaire, un surplomb associé à un sous-cavage de marnes ; le sur-creusement excède 12 m (en configuration actuelle).



Quatre gros dykes (1 à 3 m) prennent naissance sur ce même bord du corps turbiditique C<sub>1</sub> et s'enfoncent dans la rive concave (fig. 177 et 178). Ils ont permis l'alimentation des sills sédimentaires, également de puissance métrique, dont certains s'inclinent et donnent des filons obliques.

La distribution des sills et dykes sédimentaires, dont la connexion avec des corps turbiditiques a été observée, est gouvernée par la paléomorphologie du bassin sédimentaire, **elle-même en relation avec le contexte structural**.

Les affleurements du Ravin de la Baume montrent de plus que l'ouverture des fissures se fait dans un contexte cisailant sous l'action d'un courant chargé et que leur progression relève d'un mécanisme de fracturation hydraulique dans un réseau préexistant ; l'ouverture des fractures s'est réalisée à la faveur d'un virage de la morphologie, à partir du flanc concave, profondément surcreusé. Ils confirment les hypothèses avancées dans ce sens pour expliquer les dykes et les sills de Rosans et suggèrent un modèle prenant en compte l'ensemble des observations (fig. 179).

Une tectonique synsédimentaire intense a contrôlé la sédimentation durant l'Apto-Cénomanién, tant sur la distribution des épaisseurs et des faciès que pour les morphologies : ainsi les fluxoturbidites ont été piégées dans le champ de Banon, puis à la Montagne de Lure. On peut alors s'interroger sur l'interprétation du parallélisme observé entre failles, filons et paléopente paléohorizontale :

- A Serres-Chaitieu le grand filon (jusqu'à 1 m de puissance au sommet) est orienté à N 130-135, (il traverse toute la série aptienne) : cette direction est parallèle à celle des petites failles - synsédimentaires - affectant le faisceau clansayésien ; la pente sédimentaire se situe quant à elle dans le quadrant N 130 à N 180°.

- A Rosans les filons verticaux sont assez rares : on notera un grand filon N 90° parallèle à la pente sédimentaire (Saint-Jaume - Le Collet, FRIES et BEAUDOIN, 1985) et un petit réseau à proximité de l'accident du Risou. Celui-ci comprend deux familles de filons en échelons d'orientations conjuguées N 30° senestre, et N 160° dextre et des fentes de tension méridiennes.
- A Bevens, trois directions paraissent privilégiées - N 60, N 90 et N 150° - tant pour les failles que les filons. On retrouve à nouveau deux familles d'échellons à N 60 et N 10° ; la direction E-W peu exprimée à Rosans correspond ici à des fractures profondes (supérieures à 250 m) et longues (quelques centaines de mètres à 6 km).

Quelles hypothèses génétiques peut-on proposer à partir de ces observations, compte tenu des données paléogéographiques et structurales ?

Le lien observé ici entre une (ou les deux) famille(s) de filons et la pente sédimentaire ne constitue pas un exemple limité à cette série ni à cette région, mais se retrouve pour des objets analogues dans les flyschs numidiens de Sicile (BEAUDOIN et al., 1985) et de Tunisie septentrionale (BEAUDOIN et al., 1985).

Le grand filon de 6 km est vertical et recoupe une série légèrement pentée (5°) vers le Sud, scellant ainsi une déformation tectonique. L'influence de la pente ne peut donc à elle seule rendre compte de toutes les observations, elle-même pouvant relever d'une structuration précoce.



## C - LE CONTEXTE STRUCTURAL

Le bassin subalpin, d'orientation générale E-W, est également marqué par une architecture subméridienne (sillon de Buëch) ; les deux flancs sont entaillés par des vallées sous-marines. Ces traits paléomorphologiques sont en fait quasi-inchangés depuis le Jurassique terminal (BEAUDOIN et FRIES, 1984) à deux remarques près (fig. 180) :

- Le domaine de bassin est bordé de plates-formes qui connaissent leur extension maximale au Tithonique-Berriasien (faciès "puberckiens" et calcaires blancs) et au Barrémien-Bédoulien (faciès "urgoniens") ;
- Le net déplacement vers l'Est et l'inversion du sens d'alimentation (de N → S à S → N) du sillon du Buëch.

Pour comprendre le fonctionnement du bassin à l'Apto-Cénomaniens il est utile d'intégrer ces données relatives au Crétacé inférieur : la persistance de cette architecture implique des mécanismes pérennes en dépit des modifications lithologiques. Une fois ceux-ci examinés, on essaiera de replacer le bassin subalpin dans son contexte géodynamique.

### I - LA PERENNITE DES MORPHOLOGIES (\*)

#### 1.1. Les vallées sous-marines (à l'Ouest de la Durance)

A l'Ouest du bassin, la vallée de l'Aygues et les différentes branches de l'Eventail de Ceüse ont fonctionné du Berriasien au Barrémien (au moins) et de

(\*) Les résultats suivants sont le fruit d'un travail collectif mené au Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris, avec B. BEAUDOIN, I. COJAN, Y. DESMAISON, P. JOSEPH et O. PARIZE.



l'Oxfordien supérieur au Cénomaniens (au moins), soit pour ce dernier, pendant plus de 50 millions d'années.

Si l'on superpose au **schéma structural actuel**, les différents axes des vallées au Berriasien (BEAUDOIN et al., 1975 ; BEAUDOIN, 1977 ; JOSEPH et SEMPERE, 1977), au Valanginien et à l'Hauterivien (LE DOEUFF, 1977), au Barrémo-Bédoulien (FERRY, 1976), enfin à l'Aptien, l'Albien et au Cénomaniens, on constate l'existence de quatre trajets privilégiés (fig. 181) : les vallées de Die, Ceüse, Rosans et l'Ayguës. Ces axes, empruntés à tour de rôle, sont situés presque sans recoupement entre les structures chevauchantes actuelles, qui semblent avoir joué un rôle de barrière topographique. Le caractère discontinu des affleurements pourrait expliquer cette coïncidence ; il n'en est rien car les axes ont été précisément localisés en particulier par la convergence des sens à l'intérieur d'une même unité.

Les trois vallées septentrionales rejoignent, après une étonnante convergence à la hauteur de Serres, le Sillon du Buëch très au NE, semble-t-il en longeant une zone plus haute orientée N.NE-S.SW qui serait bordée par la faille d'Eygallayes (ou son prolongement).

Un contrôle analogue a été décrit à des échelles intermédiaires dans le champ de Banon et la région de Sisteron où la paléotopographie induite par un jeu de blocs basculés canalise les résédiments (slumps, fluxoturbidites).

### 1.2. L'ensemble du bassin

A l'Est du sillon du Buëch, le bassin est caractérisé par une zone haute méridienne (la zone du Verdon, BEAUDOIN, 1977) bordée à l'Ouest par l'accident du Col de La Cine ; au Berriasien et à l'Hauterivien, elle est flanquée à l'Est par le sillon du

Var. probablement en liaison avec la faille de Rouaine ; il existe peut-être pendant les autres périodes mais les études de terrain sont aujourd'hui insuffisantes pour l'affirmer (fig. 180 et 181).

Par analogie avec la partie occidentale du bassin, on peut suggérer un fonctionnement en grands panneaux basculés, schématisé sur le profil E-W (partie orientale, fig. 182a et b).

L'ensemble de la section E-W précédente à travers le bassin subalpin rassemble les observations précédentes, proposant une architecture du bassin en blocs basculés de tailles comparables et ceux reconnus dans les massifs cristallins externes (BOILLOT et al., 1984 ; ...), limités par des failles majeures à regard essentiellement ouest.

### 1.3. Les migrations du sillon du Buëch

A l'inverse de l'accident de La Cine, pérenne de l'Hettangien au Cénomaniens, le sillon du Buëch migre entre le Jurassique terminal et l'Apto-Cénomaniens.

Du Berriasien à l'Hauterivien celui-ci est situé entre la faille d'Eygallayes et un prolongement (probable) de l'accident de Banon ; le sillon est alors alimenté du Nord vers le Sud. Dès la base des marnes aptiennes au moins (\*) il se déplace d'une vingtaine de kilomètres vers l'Est, juste à l'Ouest du faisceau durancien, et son sens d'alimentation s'inverse (S → N). Que s'est-il passé ?

(\*) Et peut-être dès le barrémien basal ?



A l'Hauterivien terminal se mettent en place les calcarénites hémipélagiques de la Montagne de Lure dont l'épaisseur atteint 500 m (BUSNARDO et FOURY, 1966). Cette énorme masse carbonatée s'étend de part et d'autre de l'accident de Banon disparaît à Sisteron à proximité de la faille de la Durance qui a de fait contrôlé sa mise en place.

Ainsi avant la migration les deux panneaux, situés entre les failles d'Eygalayes et de la Durance, sont relativement mobiles l'un par rapport à l'autre et l'accident de Banon joue un rôle prépondérant (fig. 182a). Pour une raison mécanique qui reste à préciser, ces deux panneaux deviennent solidaires, le faisceau durancien prend toute son importance déplaçant ainsi le minimum topographique (fig. 182b).

Cette modification s'accompagne à cette époque - au plus tard à l'Aptien ? - d'une inversion de son sens d'alimentation : la pente générale orientée vers le N.NE enregistre la mise en place de la zone haute durancienne ("l'isthme durancien", MASSE et PHILIP, 1976).

#### 1.4. Conclusions

L'hypothèse des blocs basculés bien argumentés dans la zone de Lure appliquée à l'ensemble du bassin néglige les phénomènes diapiriques (halocinèse et argilocinèse) dont l'influence sur la sédimentation peut être importante (tant en épaisseur qu'en faciès) (TRUSHEIM, 1960 ; SENI et JACKSON, 1983a et b ; FRIES, 1986) : de telles manifestations ont été prouvées dans le bassin subalpin au Jurassique (ARNAUD et al., 1977 ; GLENAT, 1979 ; BEAUDOIN et COADOU, 1984 ; ...).

Les données sismiques (consultées avec l'aimable autorisation de TOTAL-Compagnie Française des Pétroles) ne permettent pas aujourd'hui de trancher : les plus anciennes sont de qualité médiocre pour cette question : quant aux plus

récentes, les profils surtout E-W ont longé ces structures bordant les vallées sous-marines sans les recouper.

Plusieurs points sont cependant à retenir :

- L'absence probable de grands murs de sel, comme ceux de l'Allemagne du Nord,
- La présence de plusieurs niveaux de décollement dans la série : le Trias, les marnes de Lias supérieur, les "terres noires" callovo-oxfordiennes et les marnes valanginiennes,
- La rareté des failles affectant le socle : les grandes unités (Lias, Dogger, Jurassique terminal, Crétacé) sont découpées en blocs par des failles listriques limitées à la surface de décollement sous-jacente.

Ces deux hypothèses ne sont finalement pas incompatibles : les blocs basculés peuvent être initiés à la faveur d'une distension et induirent un diapirisme qui entretiendrait ces structures précoces (de GRACIANSKY et al., 1986) ; ce mécanisme a été récemment modélisé (CHOUKROUNE et VANDEVILLE, communication orale).

On peut finalement habiller le schéma structural en soulignant les zones hautes (relatives) (fig. 183). A l'échelle du bassin la topographie guide les dépôts : les courants chargés et les slumps empruntent le trajet le plus simple, c'est-à-dire qu'ils suivent les points bas. Les changements de direction coïncident avec des noeuds d'accidents, où ces derniers s'amortissent créant de véritables "cols sédimentaires".

Au long de l'Apto-Cénomaniens la sédimentation dans le bassin subalpin, contrôlée - à toutes les échelles - par des morphologies (champ de Banon, secteur de Sisteron, Eventail de Ceüse, ...), soumise à une intense fracturation, est rythmée par une importante tectonique synsédimentaire.



- Au Barrémien inférieur, le dépôt de la série marno-calcaire des Blaches - au-dessus des calcarénites hauteriviennes (\*) - près de Sisteron s'accompagne d'un jeu de failles normales N 60 à N 80. Elles peuvent s'interpréter comme résultant du jeu en relais des accidents duranciens et de Banon en décrochement dextre dans un contexte distensif N-S (BOUCHET, 1985 ; BEAUDOIN et al., 1986 ; HUAN QIN, communication orale).
- A la base des marnes aptiennes, tant à Banon qu'à Sisteron la tectonique synsédimentaire correspond à un système transtensif selon une direction E-W à E.SE-W.NW, entraînant un jeu en décrochement senestre des failles N.NE-S.SW ;
- Cette situation paraît se perpétuer durant tout l'Apto-Cénomanién avec une crise à la limite Aptien-Albien (première émergence de l'Isthme Durancien ?) ;
- A la fin du Cénomanién le bassin paraît être pour la première fois en compression N-S ;
- L'accentuation de la compression conduira à la formation des plis anté-sénoniens E-W connus dans le Dévoluy et plus tard encore à la fermeture du bassin.

(\*) En fait d'âge hauterivien terminal à Barrémien basal.

## II - LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE

A cette époque l'accrétion océanique a commencé dans l'Atlantique, dès le début du Néocomien entre l'Amérique du Sud et l'Afrique et à l'Aptien, entre l'Amérique du Nord et l'Europe Occidentale.

Ce second événement nous intéresse plus particulièrement : à partir de cette date (anomalie J : 110 Ma), le mouvement senestre entre l'Afrique et l'Europe, auparavant situé au Sud de l'Ibérie le long de la zone transformante de Gibraltar est reporté au Nord le long de la zone transformante pyrénéenne et corrélativement l'Ibérie devient solidaire de l'Afrique (OLIVET et al., 1981) (fig. 184).

Dès lors et jusqu'au Crétacé terminal, la plaque Ibérie va se déplacer (selon les données paléomagnétiques, OLIVET et al., 1981), vers le Sud-Est sur une distance d'environ 400 km dans un mouvement globalement senestre par rapport à l'Europe (fig. 185) quelles qu'en soient les modalités (rift continental écrasé, SOUQUET et MEDIAVA (1976) ; PEYBERNES, 1978 ; SOUQUET et DEBROAS, 1980 ; faille transformante écrasée, LE PICHON et al., 1971 ; CHOUKROUNE et al., 1973 ; CHOUKROUNE et MATTAUER, 1978 ; ...) ce mouvement a généré des déformations intenses dans les Pyrénées, synchrones des événements décrits dans le bassin subalpin. En effet, l'ouverture des petits bassins marneux à Iraquia coïncident avec la disparition des plates-formes urgoniennes subalpines recouvertes par les marnes bédouliennes (séquence B). Cet événement majeur serait daté à - 110 Ma d'après les échelles de VAN HINTE (1976) et ODIN et KENNEDY (1982), soit exactement l'anomalie J ! Un doute subsiste toutefois en raison d'un décalage sensible dans les échelles chronostratigraphiques de HARLAND et al. 1982) et KENT et GRADSTEIN (1985) qui situent cette date (- 110 Ma) à la limite Aptien-Albien.

La première hypothèse est très intéressante car elle fait coïncider le changement de trajectoire de plaque Ibérie avec la discontinuité  $\Delta_2$  reconnue dans les



Pyrénées et en Atlantique ; de plus le décrochement senestre relatif entre Europe et Ibérie a pu induire une distension selon une direction parallèle soit NW-SE à W.NW-ESE, compatible avec les hypothèses formulées pour le bassin subalpin à ce moment (\*) (fig. 186a).

Ce mécanisme n'est finalement pas différent de celui invoqué pour l'ouverture de la Téthys ligure avec les décrochements de Gibraltar et Nord Pennique (fig. 186b, d'après BOILLOT et al., 1984), à l'exception - certes de taille - de l'apparition d'une contrainte compressive méridienne à relier tant au déplacement de l'Ibérie qu'au début (au même moment) de la fermeture de l'Océan ligure.

Ces considérations géodynamiques aussi crédibles soient-elles ne remplacent pas les données de terrain fournies par le bassin subalpin, que tout autre modèle devra prendre en considération.

(\*) Durant le Crétacé inférieur, la plaque Ibérie (de - 140 Ma à - 110 Ma) aurait connu un déplacement de plusieurs dizaines de kilomètres vers le Sud-Ouest (fig. I-12, d'après OLIVET et al., 1981, in BOILLOT et al., 1984) : celui-ci pourrait être responsable de la distension subméridienne reconnue au Barrémien (?).

## CINQUIEME PARTIE

### SIGNIFICATION DES SEQUENCES SEDIMENTAIRES

#### A - LES GRES

- I. Analyse séquentielle
- II. Voies d'apport - Types de dépôt
- III. Sources du matériel

#### B - LE CONTENU MINERALOGIQUE

- I. Héritage et diagénèse
- II. Evolution séquentielle
- III. Le contrôle de la sédimentation
- IV. Conclusions

#### C - LES COUCHES RICHES EN MATIERE ORGANIQUE

- I. Description
- II. Nature de la matière organique
- III. Resédimentation de "sapropels"
- IV. Relations avec les séquences sédimentaires et la microfaune

#### D - CONCLUSIONS



## A - LES GRES

Durant la période apto-cénomaniennne les arrivées détritiques grossières (turbidites et fluxoturbidites sableuses), en général peu épaisses, s'intercalent au sein de la sédimentation marno-calcaire.

Leur présence à plusieurs niveaux de la série conduit à s'interroger sur leur signification séquentielle, leurs voies d'accès au domaine de bassin et enfin sur leur origine.

### I - ANALYSE SEQUENTIELLE

Ces venues gréseuses sont situées systématiquement dans la partie inférieure, marneuse, des dix-neuf séquences identifiées (fig. 187). Leurs occurrences les plus notables interviennent durant l'Aptien et l'Albien supérieur-Vraconien (séquences A<sub>4</sub>-A<sub>5</sub>), sans montrer toutefois un lien clair avec le découpage en mégaséquences déduit de la microfaune.

Pour plusieurs séquences, elles peuvent cependant être rattachées à une lacune sur la plate-forme : la séquence B (absente dans le champ de Banon et au Teil), les séquences A<sub>1</sub> et A<sub>2</sub> (réduites, zone de Castellane ou absentes sur les autres bordures).

L'analyse de la séquence gargasienne est intéressante de ce point de vue : à l'intérieur du bassin les arrivées détritiques paraissent synchrones, à la limite des zones à *algeriana* et *trocoidea*. Dans le même intervalle on a vu que la série gargasienne est d'autant plus incomplète que la coupe est proche des bordures (fig. 38



épaisses (coupe de Beaudinard) ; près des bordures, seule la partie inférieure de la zone à *trocoidea* (présence de *g. algerianus* et *H. trocoidea*?) est conservée. Or dans quatre coupes situées sur la plate-forme [Gigors (\*), Le Teil (\*), Clansayes (\*) et Gargas (\*\*)], la série aptienne n'est datée par la microfaune que de la zone à *ferreolensis* : elle s'achève à Gigors par l'installation progressive de la lumachelle et au Teil par des calcaires à oursins (*Discoidea* sp.) ; à Clansayes et Gargas mais également au Teil elle est interrompue par l'installation de sables (clansayésiens ?) ou albiens (supérieurs ?) ou albiens (supérieurs ?, par comparaison avec le champ de Banon).

L'arrivée des turbidites gréseuses dans la zone à *algeriana* pourrait correspondre à l'interruption (tectonique) de la sédimentation gargasienne sur la plate-forme, la discontinuité se situant à cet endroit avant la zone à *algeriana* (fig. 188). L'âge de son recouvrement n'étant pas connu, on ne peut pas pour l'instant argumenter un éventuel diachronisme comme pour les séries liasiques (BEAUDOIN et al., 1975).

## II - VOIES D'APPORT - TYPES DE DEPOT

Depuis le Jurassique supérieur le bassin subalpin est caractérisé par le fonctionnement de morphologies sous-marines pérennes qui ont canalisé les résédiments pélagiques et néritiques : le canyon (l'Eventail) de Ceüse, de Pierre Ecrite, la vallée de l'Aygues (?), les sillons du Buëch et du Var.

Les venues détritiques reconnues dans le bassin à l'Apto-Cénomaniens empruntent largement ces mêmes morphologies (fig. 189). Celles-ci assurent donc le transit vers le bassin du matériel issu du continent ; certaines pourraient représenter la partie sous-marine d'appareil aérien (delta) telle que la morphologie de Banon, mais ceci reste à démontrer

(\*) Détermination de Madame BIZON.  
(\*\*) D'après GIROUD d'ARGOUD, 1975.

Deux types principaux de dépôt ont été identifiés dans le bassin :

- Des barres sableuses, étroitement chenalisantes, puissantes (jusqu'à une trentaine de mètres) contenant de nombreux galets mous et montrant une évolution verticale très fruste avec quelques laminations au sommet : ces fluxoturbidites (SLACZKA et THOMPSON, 1981) ont été observées dans le Clansayésien (K<sub>2</sub>), l'Albien moyen (A<sub>2</sub>) et supérieur (A<sub>4</sub>, A<sub>5</sub>).
- Des turbidites gréseuses plus classiques (de tailles centimétriques à plurimétriques) dont l'organisation horizontale et verticale caractérise un éventail sous-marin (FRIES et BEAUDOIN, 1984).

## III - SOURCES DU MATERIEL

Exceptées les minces turbidites quartzeuses à l'Ouest de la Durance ("zone jaune", LE DOEUFF, 1977), la série du Crétacé inférieur subalpin est exempte d'arrivées grossières importantes en provenance du continent. Celles-ci débutent dans le Bédoulien et se poursuivent durant l'Apto-Cénomaniens avec une fréquence modérée ; compte tenu de la position géographique du bassin subalpin à proximité du Massif Central, ce dernier apparaît comme une source logique du matériel, au moins pour la partie nord-occidentale du bassin.

Au premier abord les sens d'apport et les analyses pétrographiques confirment cette hypothèse (FAUGERES et al., 1970) : "les minéraux légers sont classiques : quartz, feldspaths, micas ; dans une première approche de l'origine de ces matériaux (...), on se tourne naturellement vers des massifs ayant subi des contraintes importantes à cette époque, les massifs hercyniens". De même pour les minéraux lourds : "le Crétacé et le Tertiaire du Vercors sont marqués par l'érosion des terrains métamorphiques du Massif Central". Ces mêmes auteurs concluent ainsi après l'étude



morphoscopique des grains de quartz (sur des échantillons de sables albiens) : "l'existence "d'émoussés luisants" dans la proportion de 50 à 60 % dans la fraction grossière, en proportion plus faible (inférieure à 10 %) dans la fraction moyenne, associés à des "non usés" et l'absence totale de "ronds mats" met en évidence sur un transport par l'eau : transport assez long par un cours d'eau (600 à 800 km) ou action de la mer sur des dépôts littoraux ; le transport sur une longue distance par un cours d'eau étant peu probable (le Massif Central, lieu d'origine de ces matériaux, étant nettement plus proche), il convient d'évoquer une usure sur un littoral marin".

Ces résultats sont en accord avec ceux de BLANC dans le Diois et les Baronnie (1959) qui conclut également "qu'une partie de la fraction détritique provient du Massif Central".

Cependant la restitution des sens de courant tant sur la plate-forme (données en partie empruntées à RUBINO et DELAMETTE, 1985) que dans le bassin soulève plusieurs problèmes (fig. 189) :

- Toutes les observations effectuées sur la plate-forme sableuse albienne (supérieure ?) depuis la Suisse jusqu'à la vallée du Rhône montrent des sens de transport parallèles au rivage supposé (N → S) ; la géométrie des corps sableux et le type de stratifications (grands sets très pentés, RUBINO et DELAMETTE, 1985) paraissent correspondre à des dunes sous-marines connues par exemple dans le détroit de Messine (SALINAS, 1985).
- L'étude des minéraux légers et lourds indique une origine hercynienne indifférenciée ; elle confirme de plus l'hypothèse d'un (très) long transport sur plusieurs centaines de kilomètres : la source du matériel serait à rechercher vers le Nord-Est de la chaîne alpine (Pologne ?) (DELAMETTE, communication orale).

- Le problème de l'origine des grès présents dans la partie méridionale et orientale du bassin n'est pas complètement résolu : Ont-ils la même origine que précédemment (avec un transit depuis la vallée du Rhône le long d'une zone haute (émergée ?), "l'isthme durancien"), même dans la zone de Castellane ; ou bien faut-il leur chercher une autre source, vers le Sud, en direction du continent corso-sarde ?



## B - LE CONTENU MINERALOGIQUE

Des études récentes sur l'évolution des assemblages minéralogiques du Jurassique supérieur-Crétacé du bassin subalpin ont été menées en collaboration entre le Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris et le Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie de l'Université de Lille. Elles ont permis notamment de reconstituer les environnements contemporains de la sédimentation, en s'affranchissant des éventuelles influences diagénétiques (DECONINCK et CHAMLEY, 1983 ; DECONINCK, 1984 ; CHAMLEY et DECONINCK, 1985 ; JOSEPH et al., 1985 ; DECONINCK et al., 1986).

Les principaux résultats seront rapidement exposés et complétés par les observations de détail concernant l'intervalle apto-cénomanién.

### I - HERITAGE ET DIAGENESE

Neuf grandes coupes intéressant l'intervalle Oxfordien-Cénomanién ont été levées en plusieurs points du bassin, dans des configurations morphologiques et structurales très différentes (fig. 190) (JOSEPH, 1983).

Les assemblages argileux très diversifiés sont constitués d'illite, kaolinite, smectite et chlorite en proportions variables :

- Dans le domaine occidental seules sont présentes l'illite, la kaolinite et les smectites. La chlorite peu abondante est soit détritique (Oxfordien), soit d'origine diagénétique (Berriasien) par transformation d'une partie des smectites des bancs calcaires en chlorite avec l'enfouissement (DECONINCK et CHAMLEY, 1983) (exemple de la coupe de Monclus, fig. 191a).



- Plus à l'Est, les coupes de Blégiers, Daluis et Vergons témoignent d'influences diagénétiques d'intensités diverses associées à l'enfouissement et à la proximité du domaine alpin métamorphisé. D'une manière générale, les smectites et la kaolinite disparaissent au profit de l'illite et de la chlorite, cette dernière étant d'autant plus ferrifère que l'empreinte thermodynamique est plus marquée (exemple de la coupe de Daluis, fig. 191b) (DECONINCK, 1984).

La diagénèse brouille, voire détruit totalement les assemblages argileux originels ; la restitution des paléo-environnement ne peut donc s'appuyer que sur des coupes exemptes de transformations et dans lesquelles les analyses porteront uniquement sur des échantillons de marnes.

En effet l'étude des alternances marno-calcaires révèle dans les faisceaux modérément enfouis une faible diagénèse avec la transformation de smectite en chlorite. Elle est plus importante dans les bancs calcaires où des diffusions ioniques ont pu intervenir et diminue dans les interbancs marneux qui ont mieux conservé le témoignage des paléo-environnements.

## II - EVOLUTION SEQUENTIELLE

L'examen des deux coupes de Montclus et Sisteron à l'intérieur du bassin illustre les évolutions verticales et horizontales des successions argileuses : les plus fortes proportions de smectites s'observent au Barrémo-Bédoulien et au Tithonique-Berriasien, au moment où les plates-formes carbonatées présentent leur extension maximale, enfin au Cénomaniens où certains dépôts présentent des faciès de plate-forme externe (au Sud du Barrot, CONARD, 1980) (Montclus, fig. 191a ; Sisteron, annexe ). A l'inverse l'Oxfordien, le Valanginien et le Gargasien montrent une nette augmentation de la kaolinite et de l'illite au détriment des smectites.

La nette ressemblance des successions argileuses de Montclus et de Sisteron est remarquable car ces deux secteurs sont séparés par le sillon de Buëch et donc alimentés (au moins en partie) différemment. Cette indépendance vis-à-vis des paléomorphologies sous-marines du bassin résulte sans doute du mode de transport en suspension et du grand pouvoir de dispersion des particules argileuses.

L'évolution du pourcentage en smectites dans les deux coupes est caractérisée par la succession de trois mégaséquences (fig. 192) qui se caractérisent du bas vers le haut :

- par une augmentation du pourcentage de carbonates,
- par une augmentation des proportions de smectites aux dépens de l'illite et de la kaolinite,
- par une augmentation du pourcentage de matériel resédimenté (brèches, slumps) (JOSEPH et al., 1985).

Ces mégaséquences "argileuses" sont superposables aux trois mégaséquences sédimentaires identifiées dans les neuf grandes coupes levées à travers le bassin (fig. 192) :

- |                       |                          |   |
|-----------------------|--------------------------|---|
| - Bathonien/Oxfordien | -> Tithonique/Berriasien | 1 |
| - Valanginien         | -> Barrémien/Bédoulien   | 2 |
| - Bédoulien/Gargasien | -> Cénomaniens           | 3 |

Dans le détail on retrouve avec les argiles, les séquences d'ordre inférieur dont l'empilement constitue les mégaséquences (fig. 6, p. ). En particulier dans l'Apto-Cénomaniens, la limite  $K_2/A_1$  entre les mégaséquences aptiennes (I) et albo-cénomaniens (II) pourrait correspondre à une chute sensible de la smectite, cette indication encore ponctuelle (coupe de Vergons, fig. 60 p. 107, in DECONINCK, 1984) devra être confirmée par les analyses en cours.



Un échantillonnage serré de la série aptienne montre de plus que le pourcentage minimum en smectites ne coïncide pas avec la rupture lithologique (discontinuité  $\Delta_2$ ), mais se situe plus haut dans les marnes aptiennes à proximité du faisceau du "niveau blanc" (Pierre Vesce et Serres Chaitieu, fig. 193a et b).

Une observation identique a été faite dans le Berriasien/Valanginien : la limite entre les deux mégaséquences sédimentaires est située dans le Berriasien (zone D) tandis que la chute brutale de la teneur en smectite se produit à la base du Valanginien (JOSEPH, communication orale).

Ce décalage temporel devra être pris en considération dans tout le modèle génétique.

### III - LE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION ARGILEUSE

L'exposé précédent a rassemblé les données de terrain ; à partir de maintenant les mécanismes proposés présentent un caractère subjectif lié à la multiplicité des interprétations des assemblages argileux. Les réflexions suivantes sont empruntées aux communications les plus récentes (DECONINCK et al., 1986 ; JOSEPH, 1986) et restent susceptibles de remaniements.

#### 1. LES INFLUENCES CLIMATIQUES

Le passage Jurassique-Crétacé s'accompagne d'une nette augmentation de la teneur en smectites, tant dans le bassin subalpin et le Jura que dans l'Atlantique Nord (CHAMLEY et DECONINCK, 1985). L'arrivée en masse de ces minéraux au Crétacé suggère l'établissement d'un climat chaud au Jurassique comme au Crétacé (FURON, 1972 ; FRANKS, 1979), à humidité plus contrastée. La faible abondance de chlorites détritiques s'accorde avec un climat chaud et fortement hydrolysant (MILLOT, 1964).

#### 2. LA SEDIMENTATION DIFFERENTIELLE

Des différences minéralogiques notables existent au même moment entre les coupes du domaine de bassin et des sections plus proches ou sur la plate-forme (Taulanne, Chabrières, Bauges). A proximité de celle-ci les teneurs en smectites sont nettement inférieures à celles enregistrées dans le bassin.

Ces écarts seraient induits par une sédimentation différentielle conduisant au dépôt préférentiel de l'illite et de la kaolinite près des rivages et à l'exportation vers le large des smectites grâce à leur grande flottabilité et à leur floculation moins rapide.

Ces mécanismes, très importants sur les plates-formes carbonatées (hydrodynamisme intense), rendent compte des différences observées et du déplacement au cours du temps des coupures minéralogiques vers le centre du bassin, à la faveur de la progradation des plates-formes.

#### 3. TECTONIQUE ET EUSTATISME

La sédimentation différentielle conduit cependant à des variations relatives trop faibles (GIBBS, 1977) pour expliquer les écarts observés entre la base (10 à 20 % de smectites) et le sommet des mégaséquences (70 - 90 %).

L'illite et la kaolinite abondantes en base de séquence proviennent respectivement de l'érosion de roches riches en micas blancs et de sols bien drainés à l'amont des bassins versants (MILLOT, 1964). Leur présence en proportions importantes suggère une intensification de l'érosion sur les terres émergées, un flux terrigène d'autant plus intense et une sédimentation plus marneuse (Valanginien, Gargasien). Précisément ces deux périodes coïncident avec des apports détritiques grossiers (turbidites de la "zone jaune" valanginienne, LE DOEUFF, 1977 ; turbidites gargasien, fig. 37, p. ).



Le sommet des mégaséquences est composé quant à lui de formations carbonatées riches en smectites qui se forment dans des sols mal drainés présents notamment dans les parties aval des bassins versants à reliefs modérés : il enregistre une érosion moins forte affectant surtout les sols, une diminution des apports terrigènes et une sédimentation essentiellement biogène.

Les importantes reprises d'érosion du Valanginien et du Gargasien peuvent être déterminées par une déformation tectonique (bien connue à l'Aptien tant dans le bassin que sur les bordures) ou une régression d'origine eustatique (Valanginien ?). Cependant l'érosion n'affectera les parties les plus profondes du continent qu'après avoir décapé les parties superficielles et aval des bassins versants, riches en smectites ; ce délai peut expliquer le décalage temporel entre les discontinuités limitant les mégaséquences "argileuses" et sédimentaires (fig. 193).

#### 4. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES BASSINS VERSANTS

Les assemblages argileux sont dominés à la base des mégaséquences par l'illite et la kaolinite du fait du démantèlement des plates-formes qui les piégeaient auparavant. Toutefois l'augmentation (relative) des teneurs en illite est plus importante que pour la kaolinite, puis la tendance se renverse et la teneur en kaolinite croît ou reste stable tandis que celle en illite diminue (fig. 194). Ce relais vertical illite → kaolinite (puis → smectite) de minéraux contenus plutôt dans les roches (illite) par ceux issus de sols (kaolinites) peut s'expliquer par une déclivité trop importante des reliefs, empêchant la formation de nouveaux sols à kaolinite ; puis l'aplanissement des reliefs conduit au pôle carbonaté riche en smectite.

#### IV - CONCLUSIONS

Dans les régions où les transformations diagénétiques ont été faibles, les assemblages argileux du Jurassique supérieur-Crétacé subalpin montrent une organisation en trois mégaséquences de même polarité (illite → kaolinite → smectite) sous un climat chaud et fortement hydrolysant. Chacune peut être caractérisée par (fig. 194, 195) :

- A la base une crise tectonique (et/ou eustatique) démantèle les plates-formes interrompant leur progradation et les vallées sous-marines sont sur-creusées (lacune).

L'érosion des reliefs rajeunis amène dans le bassin le quartz, l'illite et la kaolinite. Ce flux terrigène détermine une sédimentation plus marneuse et les morphologies sont comblées.

- Avec la pénéplanation et le développement de la pédogénèse les venues détritiques se ralentissent, favorisant le développement et la progradation des plates-formes carbonatées où la sédimentation différentielle assure l'exportation des smectites vers le bassin.



## C - LES COUCHES RICHES EN MATIERE ORGANIQUE

L'étude de la série apto-cénomaniennne a montré la présence dans les marnes de plusieurs niveaux feuilletés enrichis en matière organique, certains de ces niveaux ont été mentionnés à plusieurs reprises : ces horizons très particuliers méritent une étude spécifique.

Identifiés et corrélés à travers le bassin (voire même au-delà), les six horizons reconnus (jusqu'ici) appartiennent aux six séquences B, G, K<sub>2</sub>, A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> et A<sub>7</sub> (fig. 196).

### I - DESCRIPTION

- S<sub>1</sub> : à la base de la séquence B, son débit en fines lamines millimétriques lui confère un aspect caractéristique de "schiste carton". Il renferme quelques ammonites (du genre *Procheloniceras*, détermination P. BUSNARDO) et de nombreuses écailles de poissons ; la microfaune, très petite semble n'être constituée que de radiolaires et foraminifères pélagiques (hedbergelles). D'épaisseur pluridécimétrique il peut être parfois altéré par l'intercalation de fines turbidites ou d'un slump.
- S'<sub>1</sub> : dans la partie inférieure de G, il correspond à trois niveaux décimétriques de "marnes" très fissiles légèrement en relief. Les deux premiers séparés de quelques mètres (2 à 4 m) forment un binôme, le troisième étant situé une dizaine de mètres plus haut. La faune est très rare : pas d'ammonite, de rares clavihedbergelles et hedbergelles.
- S''<sub>1</sub> : (niveau Jacob, BREHERET, 1983 et 1985), à la base de K<sub>2</sub>, ses marnes sombres pailletées (quelques décimètres) sont à peine visibles au-dessus du faisceau clansayésien. Si la microfaune est quasi-absente, on trouve de très nombreuses



empreintes d'*Hypacanthoplites* de la zone à *jacobi* (Clansayésien) et des débris de poissons (écailles le plus souvent, mais parfois squelettes entiers).

- S<sub>2</sub> : (niveau PAQUIER, *ibid.*), à la base de A<sub>1</sub>, en fait cette séquence A<sub>1</sub> comporte plusieurs horizons laminés (centimétriques) dont le premier, situé juste au-dessus de la discontinuité K<sub>2</sub>/A<sub>1</sub>, renferme encore des ammonites clansayésiennes (détermination de P. DESTOMBES et DELAMETTE, communication orale). L'horizon S<sub>2</sub> est tout à fait analogue à S<sub>1</sub> par son débit de "schiste carton", l'abondance des écailles de poisson, parfois des squelettes entiers) et des ammonites aux tests aragonitiques préservés [*Leymeriella tardefurcata* (LEYM.)], enfin l'absence de foraminifères benthiques.
- S'<sub>2</sub> : (niveau LORY, BREHERET, 1983 et 1985), situé à la base de A<sub>2</sub>, il correspond à des marnes plus fines légèrement plus grises que leur encaissant ; ce niveau est associé à des nodules de barytine.
- S<sub>3</sub> : A la base A<sub>7</sub>, cet horizon décimétrique de marnes très fines n'a observé qu'à Hyèges où il est daté par de nombreuses ammonites de l'Albien supérieur s./ Il est peut-être présent ailleurs (Eygallayes, Montmorin, Palluel) mais n'a pas encore été identifié.

## II - NATURE DE LA MATIERE ORGANIQUE (M.O.)

Quelques analyses ont été faites au Laboratoire de la Compagnie Française des Pétroles (\*) notamment pour S<sub>1</sub>, S'<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> ; ils complètent les travaux très détaillés de BREHERET (1983, 1985) dont je reprendrai ici l'essentiel des résultats.

(\*) Je remercie ici vivement Monsieur OUDIN (TOTAL-C.F.P., Bordeaux) qui s'est chargé de ces analyses.

Les teneurs moyennes mesurées à l'appareil ROCK-EVAL dans les niveaux laminés sont souvent supérieures à 2 % COT (carbone organique total) ; elles montrent un net enrichissement par rapport à l'encaissant (en moyenne 0,7 %). La caractérisation en pyrolyse suggère une origine principalement continentale de la M.O. du type des végétaux supérieurs (type II + III).

Seuls les deux niveaux S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub> comportent une proportion notable de M.O. marine (type II) : la teneur moyenne pour S<sub>2</sub> établie à partir de l'étude de 250 échantillons répartis dans le bassin (BREHERET, 1985) est de 2,7 % COT ; les plus fortes valeurs atteignent 9 % à La Sauzette, près de Sisteron. L'indice d'hydrogène IH (IH : Indice d'hydrogène exprimé en milligramme de composés hydrocarbonés par gramme COT) est compris en moyenne entre 350 et 400 (quelques lames donnent des mesures supérieures à 800).

Compte tenu d'une température maximale de pyrolyse de 420 à 440°C, la M.O. est immature dans le bassin, excepté à l'Est près des zones fortement tectonisées, où elle a dépassé le stade de l'anhracite (BEKIR, 1984).

Ces deux horizons caractérisés par une forte teneur en M.O. marine, l'absence de benthos et l'accumulation de débris de poissons évoquent donc un dépôt en milieu anoxique qu'il convient encore de préciser.



### III - RESEDIMENTATION DE "SAPROPELS"

(FRIES et BEAUDOIN, 1986)

#### 1. LE NIVEAU $S_1$

Situé vers le bas de la séquence bédoulienne (B) (fig. 197),  $S_1$  a été essentiellement reconnu dans la partie ouest ainsi qu'en trois points isolés : Beaudinard, Barrême et Sisteron (fig. 198).

Son absence peut correspondre à plusieurs configurations :

- La séquence B - absente elle-même - a été érodée et des termes plus jeunes reposent directement sur les niveaux plus anciens : c'est surtout le cas au Sud et à l'Est.
- Dans la séquence B, cette fois présente, le niveau  $S_1$  n'a pas été reconnu : il peut s'agir d'un non-dépôt ou bien d'un remaniement précoce.
- Ces remaniements précoces ont été observés tant à l'Ouest qu'à l'Est du sillon du Buëch :
  - Dans le synclinal de Barrême, la série aptienne entre Les Sauzeries et Tartonne contient de nombreux slumps et turbidites gréseuses.  $S_1$  est présent à la hauteur des Sauzeries ainsi qu'une partie de la séquence, tandis que cette dernière est totalement absente à Tartonne soit à 3 km des Sauzeries où un slump gargasien repose sur les calcaires barrémo-bédouliens.
  - A Beaudinard,  $S_1$  n'est présent que sous la forme d'un lambeau dans un slump surmontant le niveau blanc. La reconstitution des pentes suggère un déplacement depuis le Sud-Est, et il paraît probable que ce lambeau provienne du même secteur de Barrême.

- Au Sud de Sisteron, la séquence bédoulienne comporte plusieurs slumps dont un situé à la base, essentiellement formé - là encore - de blocs du sapropel  $S_1$ .

Dans la partie occidentale du bassin, où il est largement représenté, le sapropel  $S_1$  peut être considérablement perturbé dans son faciès et son épaisseur habituelle (20 à 30 cm) par :

- L'intercalation assez fréquente de turbidites gréseuses millimétriques à centimétriques (phases Tb, Tc et Td de Bouma) entre les feuillets riches en matière organique (exemple de Notre Dame, fig. 199a).
- La présence en quelques points d'un slump puissant (jusqu'à 14 m en épaisseurs actuelles) remaniant exclusivement des lambeaux de  $S_1$  (exemples de Notre Dame et Saint Jaume, fig. 199a et b).

La distribution spatiale de ces turbidites intercalées dans  $S_1$  et les sens de courant mesurés montrent leur canalisation dans une morphologie étroite (environ 20 km de large), identifiée sur près de 60 km (fig. 200a), l'Eventail de Ceüse (p. ). Le slump correspond au corps B reconnu dans la séquence B (*ibid.*) cartographié sur près de 40 km de distance (fig. 200b).

Cette accumulation de résédiments éclaire les variations d'épaisseurs visibles sur la carte d'isopaques actuelles de  $S_1$  (fig. 200c) : son épaisseur "normale" est de 20 à 30 cm ; engraisée par les turbidites et le slump elle peut atteindre 17 m à Saint-Jaume (coupe SJ, fig. 199b). L'axe de la zone de surépaisseur est identique aux précédentes : il correspond précisément à un axe de transport de l'Eventail (fig. 200d).



## 2. LE SAPROPEL S<sub>2</sub>

Situé dans la partie inférieure de la première séquence albienne (fig. 197), ce niveau S<sub>2</sub> a été identifié sur la plus grande partie du bassin (fig. 201). Il est absent sur les zones topographiquement hautes (trames hachurées) du fait des érosions durant l'Albien (base des séquences A<sub>2</sub> et A<sub>4</sub>) qui peuvent faire reposer l'Albien terminal sur les calcaires néocomiens. Lorsqu'ils sont préservés, les dépôts de l'Albien inférieur et moyen sont réduits (coupe de La Chaudière), S<sub>2</sub> paraissant absent : ceci suggère plutôt un non-dépôt quasi-général de ce sapropel sur les bordures.

Son épaisseur varie assez peu (quelques dizaines de centimètres) sauf en un point où elle dépasse 5 m (La Sauzette, près de Sisteron). La présence de lambeaux non parallèles dans ce niveau et dans la base de la séquence suivante (A<sub>2</sub>) juste à l'Ouest (coupe de Pierre Avon) prouve une remobilisation (slump) après un premier dépôt d'épaisseur normale. Ce point singulier est sans doute lié à la proximité de l'accident durancien (p. ).

Pour chacun des sites qu'il a examinés, BREHERET a calculé un IH moyen pour S<sub>2</sub> et en a déduit une carte d'iso-IH que j'ai légèrement retouchée, en particulier en remettant les coupes en position de dépôt (fig. 202). Sur ce document, les valeurs les plus fortes s'observent au Nord du bassin et au Sud, à Sisteron, à l'inverse les valeurs sont faibles dans la partie centrale tant à l'Est que l'Ouest.

Ecartant l'hypothèse d'une altération à l'affleurement de la M.O. et une influence de la maturation thermique ( $T_{\max} \leq 435^\circ\text{C}$ ) il envisage une certaine dilution du matériel organique autochtone par les organoclastes continentaux : le bassin bordé de terres émergées à l'Ouest a en effet subi des apports de matériel végétal continental ainsi que l'atteste la présence en particules de vitrinite.

D'autre part, une altération de la M.O. peu après son dépôt a pu résulter d'arrivées d'eaux douces oxygénées dans le bassin par le biais des morphologies : cette zone de faibles valeurs en IH est strictement superposée à l'Eventail de Ceüse.

Durant le dépôt des faciès anoxiques, la morphologie du bassin n'est donc pas modifiée. En dépit de l'absence probable de brassage des eaux profondes nécessaire à la préservation des nannofossiles (BREHERET et al., 1986 ; NOEL et PAGINEL, 1986), les décharges détritiques continuent et peuvent pénétrer loin à l'intérieur du bassin. L'influence des pentes et des morphologies reste sensible : les sapropels paraissent piégés dans les zones les plus basses, et des slumps les remaniant sont observés durant la période même de leur dépôt.

Ces observations dans la série apto-albienne subalpine rejoignent celles réalisées à partir des forages D.S.D.P. dans les terrains équivalents de l'Atlantique (formation Hatteras, de GRACIANSKY et al., 1982). Elles sont à rapprocher des travaux sur des séries récentes (MAC COY et STANLEY, 1984 ; ANASTASAKIS et STANLEY, 1984) : plusieurs niveaux de sapropels resédimentés ont été décrits à partir de carottes de forage, permettant de meilleures attributions chronologiques mais remettant en cause certaines vitesses de sédimentation : un dépôt de 4 m a été corrélé avec un sapropel décimétrique daté de - 8 000 ans !

## IV- RELATION AVEC LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES ET LA MICROFAUNE (FRIES et al., 1986)

Dix-neuf séquences "élémentaires" constituent la pile sédimentaire de l'Apto-Cénomanién, elles ont été regroupées - grâce à l'évolution de la lithologie et de la microfaune - en deux grandes séquences (Aptien : I ; Albo-Cénomanién : II) limitées par trois discontinuités majeures :  $\Delta_2$ , à la base des marnes aptiennes, K<sub>2</sub>/A<sub>1</sub> au sommet du Clansayésien ; C<sub>8</sub>/T au sommet du Cénomanién (fig. 203).



Plusieurs séquences montrent un enrichissement en matière organique concentré dans des niveaux laminés (G, K<sub>2</sub>, A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>) ; à la base de chaque grande séquence I et II, la matière organique d'origine marine est plus abondante, avec notamment le dépôt d'un sapropel (S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>) dont la teneur peut atteindre 9 % COT.

Ces deux événements anoxiques ont été de très peu précédés par une modification radicale de la microfaune planctonique tandis que la nannoflore ne montre pas de tendance particulière ou systématique (cas de la limite Clansayésien-Albien inférieur, BREHERET et al., 1986). En effet, l'étude de la microfaune a montré l'existence de deux grandes séquences superposées aux deux "méga"séquences sédimentaires (2<sup>e</sup> partie, II) : le plancton réapparaît (à la base) et évolue depuis un stock de petites formes à peu de loges et peu diversifiées, d'eaux froides et plutôt agitées en surface, vers des morphotypes à nombreuses loges et de plus grande taille, marquant un réchauffement progressif de la température des eaux jusqu'à la discontinuité suivante avec un net refroidissement (fig. 203).

L'association "couches riches en M.O. - modification et évolution de la microfaune" est répétitive au long du Crétacé :

- Au Barrémien plusieurs horizons de "black shales" sont décrits (SCHLANGER et JENKINS, 1976 ; WEISSERT et al., 1978 ; ARTHUR et PREMOLI SILVA, 1982 ; ...) ; cette période correspond à l'apparition des hedbergelles à 5 et 6 loges (MOULLADE, 1966).
- Au Bédoulien moyen, le niveau S<sub>1</sub> (connu également en Allemagne du Nord, KEMPER, 1973) avec la diversification de la microfaune dans la séquence I.

- A l'Albien inférieur, le niveau S<sub>2</sub> (reconnu dans toute la Téthys, BREHERET, 1985) et une nouvelle évolution de la microfaune (séquence II).
- A la limite Cénomanién-Turonien, l'évènement E<sub>2</sub> (ou CTBSH, de GRACIANSKY et al., 1984) avec l'extinction des rotalipores et l'avènement des *Marginotruncana*.
- A la limite Coniacien-Santonien où un niveau anoxique est également connu (JENKINS, 1980) et qui correspond à l'extinction des *Marginotruncana* et leur remplacement par les *Globotruncana*.

Avant de proposer un mécanisme possible, on peut revenir un instant sur la figure 203 : la série apto-cénomaniénne est découpée par trois grandes discontinuités suivies respectivement des sapropels S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> et E<sub>2</sub>.

E<sub>2</sub> correspond tout à fait à l'évènement anoxique reconnu à partir des forages de l'Atlantique et identifié en de nombreux endroits (de GRACIANSKY et al., 1982). Par contre, une difficulté survient avec un évènement E<sub>1</sub> (ib.) et deux horizons riches en M.O. (S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub>).

Or, si l'on retourne aux données stratigraphiques brutes (de GRACIANSKY et al., 1982, fig. 4, p. 284-285) on s'aperçoit que deux puits fournissent des données d'âge incompatibles pour faire de E<sub>1</sub> un seul évènement : il s'agit des puits 398 D où E<sub>1</sub> est centré sur l'Aptien terminal-Albien basal et 391 C, où il est daté cette fois de la limite Bédoulien-Gargasien. Dans la plupart des autres puits "l'évènement E<sub>1</sub>" correspond à une lacune de l'Aptien (legs 101 A, 105, 370) : parfois même les deux évènements E<sub>1</sub> et E<sub>2</sub> se superposent avec une lacune générale de l'Aptien au Cénomanién voire plus haut encore (legs 135, 136).



L'existence de **deux événements anoxiques distincts** "E<sub>1</sub><sup>+</sup>" et "E<sub>1</sub><sup>-</sup>" est donc très vraisemblable : datés respectivement de l'Aptien inférieur et de la limite Aptien-Albien, ils peuvent être ainsi identifiés aux deux événements S<sub>1</sub> et S<sub>2</sub> de nos deux grandes séquences.

La mise en place de ces couches riches en matière organique S<sub>1</sub> (E<sub>1</sub><sup>-</sup>), S<sub>2</sub> (E<sub>1</sub><sup>+</sup>), E<sub>2</sub> dont l'extension couvre maintenant l'océan Atlantique, la Téthys, la Grande-Bretagne, l'Allemagne du Nord (, ... ?) résulte alors de mécanismes généraux même si des facteurs locaux peuvent les oblitérer. Parmi ceux-là, l'évolution de la microfaune, analysée à l'Apto-Cénomanién, fournit une explication simple dans laquelle la présence de ces faciès anoxiques en est la conséquence naturelle et non la cause.

Après la disparition du plancton (discontinuité inférieure) celui-ci réapparaît progressivement, les formes représentées, très petites et à petit nombre de loges ont un cycle de vie très court avec une productivité énorme. Cette masse considérable de matière organique serait alors susceptible en arrivant sur le fond de saturer le pouvoir d'oxydation des eaux : la teneur en O<sub>2</sub> dissous serait ainsi entièrement déterminée par le taux de productivité du plancton, et maintenue à un niveau très bas (voire nul = sapropel) dans (presque) tout le bassin, indépendamment de la tranche d'eau.

Le décalage temporel entre la discontinuité et le dépôt du sapropel, visible sur la fig. 203, correspondrait alors au temps de croissance de la population planctonique (qui débute après la discontinuité à un niveau sans doute très faible) pour atteindre son maximum ; à ce stade les phénomènes évolutifs reprenant de l'importance (en particulier avec l'allongement du cycle de vie), le taux de productivité irait en décroissant, faisant régresser l'anoxie.

Au long de chaque séquence l'évolution de la population benthique sera dans cette hypothèse très complexe : sur le fond les conditions de vie seront très fluctuantes. Avec une teneur imposée en oxygène, les espèces les mieux adaptées à

cette valeur se développeront préférentiellement, conduisant au dépôt d'horizons à dominance (niveaux à "*gavellinella gyrodoinaeformis*"). Dans ce milieu "anormal" la bathymétrie joue un rôle mineur ; l'interprétation en terme de paléoprofondeur y est donc particulièrement délicate. C'est seulement avec le rétablissement de conditions plus favorables que le benthos va (re)coloniser son habitat.

Parmi les mécanismes pouvant contrôler l'évolution de la microfaune et les conditions de conservation de la matrice organique, j'ai incontestablement privilégié un paramètre, la température ; chaque discontinuité majeure correspondrait à un refroidissement de l'eau de mer avec une réaction en chaîne, suivie d'un réchauffement progressif : baisse de température → disparition des (grandes) formes planctoniques complexes/réapparition des (petites) formes primitives → productivité biologique considérable → anoxie temporaire ; puis réchauffement et "reprise" de l'évolution.

L'importance de la productivité organique a été déjà invoquée dans la genèse des faciès anoxiques (GARDNER et al., 1977 ; WETZEL, 1982, ...) ; d'autres auteurs (LANCELOT, 1973 ; ...) mettent plutôt en avant des modifications courantologiques modifiant la teneur en oxygène dissous, des injections de masses d'eau à température différente, la tectonique globale (responsable des accrétions océaniques, des ouvertures, des mises en communication) ... Dans leur article de 1982, de GRACIANSKY et al., soulignant la diversité des situations à l'intérieur même de l'Océan Atlantique et au même moment, mettent l'accent plutôt sur une conjonction de circonstances et de facteurs favorables.

Il est probable que dans chaque bassin interfèrent des phénomènes locaux (position géographique, géométrie propre, apports détritiques, ...) et généraux (eustatisme, climat, tectonique globale). Le mécanisme précédent dépendrait essentiellement de facteurs généraux (et notamment le climat) expliquant la répétitivité du phénomène, connu à toutes les époques depuis le Paléozoïque.



## D - CONCLUSIONS

La puissance de l'analyse séquentielle réside dans l'objectivité du découpage scalaire qu'elle détermine dans une série sédimentaire et les possibilités de corrélation qu'elle autorise, parfois sur des distances considérables.

Cependant, la diversité des discontinuités est très importante ; elles peuvent être de nature lithologique, minéralogique, faunistique, palynologique, magnétique, ... pour ne citer que celles accessibles dans les sédiments anciens. On veille naturellement à ne pas fonder son découpage sur une succession de discontinuités hétérogènes. Mais une fois ce principe admis, il faut bien confronter des échelles de nature différente intéressant une même colonne sédimentaire et déduire (ou non) des relations de causalité.

Pour la série apto-cénomaniennne on dispose d'au moins trois découpages séquentiels :

- lithologique : 19 séquences,
- microfaunistique : deux mégaséquences (Aptien I, Albo-Cénomaniennne : II),
- minéralogique : une mégaséquence apto-cénomaniennne, scindée en deux rythmes proches des deux mégaséquences I et II.

Ils constituent, chacun un enregistrement, à des degrés divers, de différents paramètres soit propres au bassin, soit extérieurs à celui-ci :

- **L'activité tectonique** apparaît nettement dans le premier et le dernier ; elle modèle le réceptacle sédimentaire et contrôle la sédimentation. Les variations de profondeur qu'elle induit contribuent indirectement à l'évolution de la microfaune.



- A plus grande échelle, la **tectonique globale** détermine les ouvertures océaniques (peut-être ?) responsables de modifications dans l'eau de mer (température, salinité, courant, ...).
- Le rôle **des variations eustatiques** est difficile à discerner, du fait de l'intense activité tectonique ; compte tenu des ordres de grandeur cette influence paraît encore mineure.
- **le climat** intervient à différentes échelles : les alternances marno-calcaires relèveraient (au moins en partie) de fluctuations climatiques sur quelques dizaines de milliers d'années. Des oscillations sur des périodes plus longues (quelques millions d'années) modifiant certains paramètres de l'eau de mer influencent l'évolution et le développement de la faune. Enfin, la persistance d'un climat chaud hydrolysant et à humidité saisonnière contrastée (depuis la base du Crétacé) contrôle les cortèges argileux, donc la sédimentation.

- ...

Ces paramètres sont bien sûr interdépendants, mais ceci est une autre histoire ...

## - PERSPECTIVES -



Le bassin du Sud-Est a servi de support régional à une étude fondée sur différentes approches méthodologiques :

- Développée à la fin des années 50 et rentrant aujourd'hui dans les "mœurs géologiques", **la reconnaissance des pentes sédimentaires** par les indications directionnelles liées aux courants et aux glissements constituent un élément incontournable pour l'étude des bassins.
- **La biostratigraphie**, fondement de la géologie sédimentaire, n'est pas une belle statue à jamais figée ; l'utilisation dans ce travail de la microfaune a révélé des voies de recherche prometteuses tant sur les plans chronologique, bathymétrique que paléoécologique.
- **La démarche séquentielle** (lithologique) a fixé un canevas de référence pour l'analyse des évolutions verticales et horizontales. D'autres approches analytiques (minéralogie, microfaune, ...) complètent ce premier découpage permettant de différencier certains paramètres contrôlant la sédimentation.
- La restitution de **la géométrie originelle des corps sédimentaires** s'est appuyée sur leur cartographie de l'échelle décamétrique à plurikilométrique, la multiplication des levers de coupes, assurant ainsi des corrélations lithologiques parfois très fines.
- Elle passe nécessairement par une opération de **décompaction** qui implique une connaissance de l'histoire ultérieure (recouvrements, érosions).



- **L'étude quasi-anatomique des morphologies** permet d'en comprendre le fonctionnement qui dépend d'au moins trois facteurs principaux : érosion, tectonique synsédimentaire et compaction différentielle.

- **Les sills et les dykes sédimentaires** permettent d'aborder une paléo-rhéologie des massifs argilo-carbonatés.

- **L'analyse des déformations** pendant la sédimentation, à l'échelle de l'affleurement, concrétise le lien évident mais souvent invisible entre tectonique et sédimentation.

Une vision de la dynamique du bassin se dégage alors, ordonnant les observations les plus diverses.

Tout est donc dit ? Sûrement non ! Arrêtons nous un instant et regardons vers l'avenir :

L'évolution dynamique du bassin à l'Apto-Cénomanién ne sera complètement maîtrisée qu'avec une bonne connaissance aux frontières de l'intervalle. Le Barrémo-Bédoulien, largement étudié tant sur les plates-formes (les faciès "urgoniens") que dans la partie occidentale du domaine subalpin, présente encore de nombreuses inconnues, notamment à l'Est de la Durance ; quant au Crétacé supérieur et au Turonien en particulier, la situation actuelle - une quasi-absence d'informations - va être améliorée d'ici un à deux ans. Il sera intéressant par exemple de contrôler la présence d'une compression méridienne pendant le Turonien.

Ce travail contribue aussi à l'étude générale du fonctionnement du bassin au long du Mésozoïque : celle-ci est envisagée aujourd'hui par le biais d'un profil E-W s'appuyant sur le Massif Central et le Dôme de Barrot. Il nécessite un calage géophysique que les campagnes sismiques anciennes et nouvelles permettront

peut-être, avec l'aimable autorisation des compagnies pétrolières. L'estimation des paléo-profondeurs à partir de la microfaune, développées dans l'Apto-Cénomanién n'est pas encore au point : il faudra multiplier les comptages, tant verticalement qu'horizontalement, pour pouvoir caler les courbes de subsidence tectonique.

Lorsque ces informations seront disponibles, elles permettront une approche quantifiée de la dynamique des bassins sédimentaires.

... L'Histoire n'est pas close !

Fontainebleau, le 5 juin 1986



## BIBLIOGRAPHIE

---

- ABOUSSOUAN M.T. (1963). - Contribution à l'étude sédimentologique et paléocéanographique des terrains aptiens et albiens de la Provence aux Baronnies.  
Rec. Trav. st. marn. Endoume, Marseille, n° 30, p. 95-164.
- ANASTASAKIS G.C. et STANLEY D.J. (1984). - Sapropels and organic-rich variants in the Mediterranean : sequence development and classification.  
// STOW D.A.V. et PIPER D.J.A. (1984), Fine-grained sediments : deep water processes and facies.  
Blackwell Scientific Public., Oxford, p. 497-510.
- ANDRIANIAZY A. (1983). - Influences des conditions de sédimentation et de diagénèse sur le comportement géochimique des éléments traces (Sr, Mg, Fe, Mn) des carbonates pélagiques des sites 549 et 550 (D.S.D.P., leg. 80). Applications à l'Albien des sites 369 A, 402 A, 418 B, du domaine vocontien et du bassin de Paris.  
Thèse 3è cycle, Paris, 207 p.
- ARNAUD H. (1981). - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre l'Isère et le Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy).  
Thèse Doct. Grenoble, Géologie Alpine, Mém. n° 12, 3 vol., 804 p., 297 fig., 115 pl.
- ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1977). - Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turriers-Clamensane (Alpes de Haute-Provence).  
Géologie Alpine, t. 53, p. 5-34.
- ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978). - Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture : l'exemple des chaînons subalpins au N.E de Sisteron.  
C.R. Acad. Sc. Paris, D, t. 287, p. 787-790.



- ARNAUD M. et MONLEAU C. (1979). - Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien)  
n° 1 : Analyse sédimentaire et reconstitution du milieu de sédimentation,  
344 p., 84 fig., 27 pl.  
n° 2 : Stratigraphie - Paléontologie.  
381 p., 113 fig., 19 tabl., 18 pl.  
Thèse Doct., Marseille, Trav. Lab. Géol. Hist. Paléont., n° 9.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BOISSEAU T., DARSAC C., THIEULOY J.P. et VIEBAN F. (1982). - Synchronisme des crises biologiques et paléogéographiques dans le Crétacé du Sud-Est de la France : un outil pour les corrélation plate-forme - bassin.  
Géol. Médit., t. 9, n° 3, p. 153-165.
- ARTHUR M.A. et PREMOLI SILVA (1982). - Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys.  
In Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies.  
Academic Press, New York, p. 7-54.
- ASSENAT S. (1972). - Stratigraphie et variations de faciès du Jurassique inférieur de la région de Castellane.  
Thèse 3è cycle, Lyon, 84 p.
- BEAUDOIN B. (1972). - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales.  
Thèse Doc. Ing., Caen, 114 p.
- BEAUDOIN B. (1977). - Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales.  
Thèse Doct. Caen, 339 p.
- BEAUDOIN B. (1980). - Le bassin subalpin (au Mésozoïque).  
In AUTRAN A. et DERCOURT J., "Evolutions géologiques de la France"  
Mém. B.R.G.M., n° 107, p. 284-291.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. et GIGOT P. (1975). - Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation.  
IXè Congr. Int. Sédimentologie, Nice, Livret-guide, Excursion n° 7, 230 p.
- BEAUDOIN B. et COADOU A. (1984). - Discontinuités sédimentaires et paroxysmes de la déformation : le Lias-Dogger du bassin subalpin.  
Journée "Tectonique et Sédimentation", Paris, A.S.F., p. 5.

- BEAUDOIN B. et FRIES G. (1982). - Filons sédimentaires *per descensum*, dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevens (Alpes de Haute-Provence).  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 295, p. 385-387.
- BEAUDOIN B. et FRIES G. (1983). - Mesure directe de la compaction dans des sédiments argilo-carbonatés.  
Indicadia, Journées R.C.P. 707, Lyon, pré-tirage 8 p.
- BEAUDOIN B. et FRIES G. (1984). - Phénomènes de resédimentation dans le Crétacé inférieur subalpin.  
Vè Congr. Eur. de Sédimentologie, Marseille, Livret-guide, Excursion n° 6, 51 p.
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P., BOUCHET R. et CABROL C. (1986). - Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. France).  
C. R. Acad. Sc. Paris, à paraître.
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P. et PATERNOSTER B. (1983). - Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Drôme).  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 296, p. 387-392.
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P. et PINAULT M. (1984). - Sedimentary dykes and sills, slumps and paleomorphology.  
XXVIIth Int. Geol. Congr., Moscou, th. 04, vol. II, p. 17.
- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O., PINAULT M. (1985). - L'origine des injections sableuses : les sills et dykes albiens du Ravin de la Baume, Bevens (Alpes de Haute-Provence).  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 301, n° 6, p. 407-410.
- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O., PINAULT M. (1985). - Exemples de fracturation précoce dans des massifs argileux.  
Journée sur les Argiles, Paris, E.N.S.M.P., Livre des Communications, p. 95-108.
- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O. et PINAULT M. (1985). - Sedimentary sills and dykes : characters and modes of the sand injection in fractured shaly massifs.  
VIth Eur. Regional Meeting Sedimentology, Lleida, p. 34-37.
- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O., PINAULT M. et BENSALÉM A. (1985). - Sills et dykes sédimentaires du Flysch numiden de Tunisie septentrionale.  
Rapport E.N.S.M.P., 51 p.



- BEAUDOIN B., FRIES G. et PINOTEAU B. (1985). - Observation directe de la compaction dans des séries argileuses.  
Journée sur les Argiles, Paris, E.N.S.M.P., Livre des Communications, p. 109-118.
- BEAUDOIN B., RENAUD P., COJAN I. et DESMAISON Y. (1986). - Le jeu de l'accident du Col de La Cine au Mésozoïque (S.E. France).  
C. R. Acad. Sc. Paris, soumis pour publication.
- BEKIR H. (1984). - Diagenèse de la matière organique dans les sédiments albo-aptiens des chaînes subalpines méridionales (Sud-Est de la France).  
Caractérisation physico-chimique du palynofaciès.  
Thèse de spécialité, Orléans, 162 p.
- BERGERAT F. (1985). - Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne.  
Thèse Doct., Paris, 317 p.
- BERNOUILLI D. et LEMOINE M. (1980). - Birth and early evolution of the Téthys : the overall situation.  
XXVI<sup>e</sup> Congr. Int. Géol., Paris, Coll. C5, p. 168-179.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977). - From the Téthys ocean to the Mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system.  
// BIJU-DUVAL B. and MONTADERT L. Ed., Int. Symp. on the Structural history of the Mediterranean basins, Split, 1976, Technip, Paris, p. 143-164.
- BLANC J.J. (1958). - L'Aptien de La Bédoule (Bouches du Rhône). Stratigraphie et sédimentation.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. VIII, n° 5, p. 487-500.
- BLANC J.J. (1959). - Faciès de l'Aptien et de l'Albien dans les Baronnies.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. I, p. 598-607.
- BLANC J.J. (1959). - Etude minéralogique des grès de l'Aptien et de l'Albien dans les Baronnies et le Diois. Relations avec la radioactivité du sédiment.  
Bull. Mus. Nat. Hist. Natur., Marseille, 19, p. 77-92.
- BLANC J.J. (1960). - Les faciès de l'Aptien dans la région de Marseille.  
Bull. Mus. Hist. Nat., Marseille, 20, p. 61-88.

- BLANC J.J. et BROCHIER J. (1969). - Le faciès des "grès verts" (Albien). Sphéroïdes et figures sédimentaires dans la région d'Oppedette et Carniol (Haute-Provence).  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XI, p. 588-594.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. et BIJU-DUVAL B. (1984). - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France.  
Masson Ed., Paris, 342 p.
- BOLLI H.M. (1971). - The direction of coiling planktonic foraminifera.  
// FUNNELL B.M. and RIEDEL W.R. Ed., "The Micropaleontology of Oceans".  
Cambridge University Press, p. 639-648.
- BOUCHET R. (1985). - Etude de la tectonique synsédimentaire au Barrémo-Aptien (Région de Sisteron).  
Rapport E.N.S.M.P., 43 p.
- BOUMA A.H. (1962). - Sedimentology of some flysch deposits.  
Elsevier Ed., Amsterdam, 169 p.
- BREHERET J.G. (1983). - Sur les niveaux de black-shales dans l'Albien inférieur et moyen du domaine vocontien (Sud-Est de la France) : étude du nannofaciès et signification des paléoenvironnements.  
Bull. Mus. Nat. Hist. Natur., Paris, 4<sup>e</sup> série, 5, C, n° 1, p. 113-159.
- BREHERET J.G. (1985). - Indices d'un événement anoxique étendu à la Téthys alpine, à l'Albien inférieur (événement Paquier).  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 300, n° 8, p. 355-358.
- BREHERET J.G. (1985). - Sédimentologie et diagenèse de la matière organique contenue dans le niveau Paquier, couche repère de l'Albien inférieur vocontien.  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 301, n° 15, p. 1151-1156.
- BREHERET J.G., CARON M. et DELAMETTE M. (1986). - Niveaux riches en matière organique dans l'Albien vocontien : quelques caractères du paléo-environnement.  
Journées "Les couches riches en matière organique", Doc. B.R.G.M., n° 110, à paraître.
- BREISTROFFER M. (1937). - Sur les niveaux fossilifères de l'Albien dans la fosse vocontienne (Drôme, Hautes-Alpes et Basses-Alpes).  
C. R. Acad. Sc. Paris, D, t. 204, p. 1492-1493.



- BREISTROFFER M. (1939). - Sur le Cénomanién inférieur de la fosse vocontienne (Hautes-Alpes).  
C.R. Acad. Sc. Paris, D, t. 208, p. 1514-1516.
- BREISTROFFER M. (1947). - Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre.  
Trav. Lab. Géol., Grenoble, 26, p. 1-88.
- BRUNET M.F. (1981). - Etude quantitative de la subsidence du Bassin de Paris.  
Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 161 p.
- BRUNET M.F., BEAUDOIN B., FRIES G., PINOTEAU B. (1985). - Evolution de la subsidence dans des séries argilo-carbonatées.  
Journée sur les Argiles, E.N.S.M.P., Paris, Livre des Communications, p. 85-94.
- BUSNARDO R. et FOURY G. (1966). - Le Barrémien et ses limites dans le centre de la Montagne de Lure (Basses-Alpes).  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 8, p. 415-422.
- CABROL C. (1985). - Etude du Crétacé moyen du Sud de la Montagne de Lure.  
Rapport E.N.S.M.P., 54 p.
- CARON M. et HOMEWOOD P. (1983). - Evolution of early planktonic foraminifers.  
Marine Micropal., 7, p. 453-462.
- CASEY R. (1961). - The stratigraphical paleontology of the Lower Greensand.  
Paleontology, vol. 3, p. 487-621.
- CHAMLEY H. et DECONINCK J.F. (1985). - Expression de l'évolution géodynamique des domaines nord-atlantique et subalpin au Mésozoïque supérieur, d'après les successions sédimentaires argileuses.  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 300, n° 20, p. 1007-1012.
- CHAPPAZ R., COURTILLOT V. et DAGBERT M. (1971). - Etude stratigraphique et tectonique détaillée de la bordure mésozoïque septentrionale de la zone synclinale de Barrême.  
Rapport E.N.S.M.P., 72 p.
- CHEVALIER P., ELSASS P., FAVRE B. et SCHMITT C. (1971). - Etude stratigraphique et tectonique détaillée de la Montagne de la Blanche entre Bernardes et Mariaud.  
Rapport E.N.S.M.P., 105 p.

- CHOUKRONE P. et MATTAUER M. (1978). - Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec des modèles actuels.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 20, p. 689-700.
- CHOUKROUNE P., SEGURET M. et GALDEANO A. (1973). - Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relation entre zone orogénique et mouvement des plaques.  
Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. 15, p. 601-611.
- CLAVEL B., BUSNARDO R. et CHAROLLAIS J. (1986). - Chronologie de la mise en place de la plate-forme urgonienne du Jura au Vercors (France).  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 302, n° 8, p. 583-586.
- COADOU A. et BEAUDOIN B. (1972). - Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales.  
C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., (6), p. 236-238.
- COADOU A. et BEAUDOIN B. (1975). - Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen.  
IX<sup>e</sup> Congr. Int. Sédimentologie, Nice, Extraits des Publ., th. 4, p. 49-60.
- COJAN I. (1980). - Approche paléocéologique de bassins carbonifères français.  
Thèse Doct. Ing., Paris, 177 p.
- CONARD M. (1978). - Le Cénomanién des Alpes-Maritimes : biozonation par les Globotruncanidés.  
Géol. Méditerranéenne, Marseille, 1, p. 65-68.
- CONARD M. (1980). - Les faciès de plate-forme du Cénomanién entre le Massif de Tanneron et le dôme de Barrot (S.E. France).  
Géol. Méditerranéenne, Marseille, 7, 3, p. 277-281.
- CONARD-NOIREAU M. (1983). - La dynamique des dépôts cénomaniens de Haute-Provence : observations nouvelles et implications paléogéographiques.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 25, n° 2, p. 239-246.
- CONARD M. et MANIVIT H. (1979). - Contribution à l'étude biostratigraphique du Crétacé supérieur d'une coupe du Massif des Braux (Alpes Maritimes, S.E. France).  
Géobios, Lyon, 12, 3, p. 437-443.



- CONYBEARE E.B. (1967). - Influence of compaction on stratigraphic analysis.  
Bull. Can. Petr. Geol., 15, 3, p. 331-345.
- COTILLON P. (1971). - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie.  
Thèse Doct. Lyon, Mém. B.R.G.M., n° 68, 313 p., 105 fig.
- COTILLON P. (1974). - Sédimentation rythmique et milieux de dépôt : données fournies par l'étude du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France, S.E.).  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 16, n° 6, p. 583-592.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. et RIO M. (1980). - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France, Sud-Est) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 22, n° 5, p. 735-744.
- Colloque sur le Crétacé inférieur (1965).  
B.R.G.M., n° 34, 840 p.
- CONTE G. (1985). - Découverte d'ammonites du Gargasien dans les "grès et calcaires à *discoidea* et *orbitolines*" du synclinal de la Tave (Gard, France).  
Géobios, n° 18, fasc. 2, p. 203-209.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.J. (1984). - Synthèse géologique du Sud-Est de la France.  
Mém. B.R.G.M., n° 125.
- DECONINCK J.F. (1984). - Sédimentation et diagénèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur - Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France, Sud-Est) ; comparaison avec le domaine atlantique nord.  
Thèse 3è cycle, Lille, 150 p.
- DECONINCK J.F., BEAUDOIN B., CHAMLEY H., JOSEPH P. et RAOULT J.F. (1986). - Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé.  
Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., à paraître.
- DECONINCK J.F. et CHAMLEY H. (1983). - Héritage et diagénèse des minéraux argileux dans les alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine subalpin.  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 297, p. 589-594.

- DELAMETTE M. (1982). - Recherche sur le Mésocrétacé subalpin entre Annecy et la frontière franco-suisse.  
Thèse 3è cycle, Lyon, n° 1224, Inédit, 493 p., 348 fig.
- DELAMETTE M. (1985). - Phosphorites et paléocéanographie : l'exemple des phosphorites du crétacé moyen dephino-helvétique.  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 300, n° 20, p. 1025-1028.
- DELFAUD J. (1972). - Application de l'analyse séquentielle à l'exploration d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur d'Aquitaine.  
Colloq. Orsay, Mém. B.R.G.M., n° 77, t. 2, p. 593-611.
- DELFAUD J. (1974). - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt.  
Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. 16, n° 6, p. 643-650.
- DEMAY L. et THOMEL G. (1986). - Tentative d'élaboration d'une chronologie hémérale de l'Aptien moyen (Système crétacé) fondée sur les Ammonites.  
C.R. Acad. Sc. Paris, II, t. 302, n° 1, p. 29-34.
- DENELLE E. et MATTHIEU F. (1982). - La vallée sous-marine du Mazet : son fonctionnement au Crétacé inférieur.  
Rapport E.N.S.M.P., 84 p.
- DESTOMBES P. (1979). - // R.A.T.P. et al. (1979), Le stratotype de l'Albien.  
Ed. C.N.R.S.
- DESTOMBES P. et DESTOMBES J.P. (1965). - Distribution zonale des Ammonites dans l'Albien du bassin de Paris.  
Colloq. "Crétacé Inférieur", 1963, Mém. B.R.G.M., n° 34, p. 255-270.
- DEWEY J.F., PITMAN III W.C., RYAN W.B.F. et BONNIN J. (1973). - Plate tectonics and the Evolution of the Alpine System.  
Bull. Geol. Soc. Am., vol. 84, p. 3137-3180.
- DZULYNSKI S. (1965). - New data on experimental production of sedimentary structures.  
J. Sed. Pet., vol. 35, n° 1, p. 196-212.
- DZULYNSKI S. et SANDERS J.E. (1962). - Current marks on firm mud bottoms.  
Trans. Connecticut Acad. Arts and Sciences, vol. 42, p. 57-96.



- DZULYNSKI S., SHIDELER G.L. et SLACZKA A. (1972). - Impact induced dendritic ridges in soft sediments.  
Ann. Soc. Geol. Pologne, t. XLII, fasc. 2-3, p. 285-290.
- EICHER D.L. (1969). - Paleobathymetric of cretaceous Greenhorn sea in eastern Colorado.  
A.A.P.G. Bull., vol. 53, n° 5, p. 1075-1090.
- EL KHOLY Y. (1972). - Stratigraphie et sedimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Haute Provence).  
Thèse Doct., Lyon, 115 p.
- FALLOT E. (1885). - Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain Crétacé dans le Sud-Est de la France.  
Annales des Sciences géologiques, t. 18, 262 p.
- FAUGERES J.C., LANG J., LUCAS G. et PERRIAUX J. (1970). - Contribution à l'étude des faciès détritiques du Crétacé moyen du Vercors.  
Géol. Alpine, t. 46, p. 77-86.
- FAURE-MURET A. (1955). - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires.  
Mém. Serv. Carte Géol. Fr.
- FERRY S. (1976). - Cône d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drôme. Implications paléostratigraphiques.  
Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 144 p.
- FERRY S. et FLANDRIN J. (1979). - Mégabèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hards-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France).  
Géologie Alpine, t. 55, p. 75-92.
- FERRY S. et LEVERT (1985). -  
Réun. Océans, Bordeaux, Livre des Résumés.
- FLANDRIN J. (1966). - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 8, p. 376-386.
- FONTES J.C., MERCIER J. et SIGAL J. (1965). - L'Aptien-Albien dans le massif du Dévoluy.  
Colloq. sur le Crétacé inférieur, Lyon, Mém. B.R.G.M., n° 34, p. 747-752.

- FRIES G. (1986). - Etude de l'éventualité de création d'un dôme de sel.  
Rapport C.C.E.-A.N.D.R.A.-C.E.A./I.S.P.N.-E.N.S.M.P., 117p.
- FRIES G. et BEAUDOIN B. (1984). - L'Eventail de Ceüse au Gargasien (Drôme, Hautes-Alpes).  
X<sup>e</sup> Réunion. Ann. Sc. Terre, Bordeaux, Livre des Résumés, p. 233.
- FRIES G. et BEAUDOIN B. (1985). - L'Eventail de Ceüse à l'Apto-Albien (S.E. France).  
Excursion A.S.F., Livret-guide, 143 p.
- FRIES G. et BEAUDOIN B. (1986). - Resédimentation de sapropels dans l'Apto-Albien du Bassin du Sud-Est (France).  
Journées "Les couches riches en matière organique", Greco 52, Tours, Doc. B.R.G.M., n° 110, à paraître.
- FRIES G., BEAUDOIN B., BIZON G., BIZON J.J. (1985). - Le faisceau du Risou : contrôle morpho-tectonique de la sédimentation apto-cénomaniennne (Hautes-Alpes, France).  
C. R. Acad. Sc., Paris, II, t. 300, n° 17, p. 869-872.
- FRIES G., BEAUDOIN B., JOSEPH P. et PATERNOSTER B. (1984). - Les grès de Rosans et les slumpings aptiens associés : restitution paléomorphologique.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 26, n° 4, p. 693-702.
- FURON R. (1972). - Elements de paléoclimatologie.  
Vuibert Ed., Paris, 216 p.
- FRANKS L.A. (1979). - Climates throughout geologic time.  
Elsevier Ed., Amsterdam, 310 p.
- GARDNER J.V., DEAN N.E., JANSO L., SEIBOLD E. (1977). - Sediments recovered from the Northwest African Continental Margin, Leg. 41, Deep Sea Drilling Project.  
In LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al., 1977, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 41, U.S. Government Printing Office, Washington, p. 1121-1134.
- GIBBS R.J. (1977). - Clay mineral segregation in the marine environment.  
J. Sedim. Petrol., 47, p. 237-243.
- GIGOT P. (1975). - Les klippen sédimentaires et les mégabèches associées du bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier.  
IX<sup>e</sup> Congr. Int. Sédimentologie, Nice, p. 147-156.



- GIGOT P., GUBLER Y. et SCHLUND J.M. (1977). - Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier.  
C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 1, p. 17-20.
- GIGOT P. et HACCARD D. (1970). - A propos de l'âge anté-éocène supérieur d'une structure diapirique située près de Saint-Geniez (Alpes de Haute-Provence) et ses conséquences structurales.  
C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 319-321.
- GIROUD D'ARGOUD G. (1975). - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique de l'Aptien supérieur de Provence.  
Thèse 3è cycle, Aix-Marseille II, 94 p.
- GLENAT P. (1979). - Rapport E.N.S.M.P., 23 p.
- GOGUEL J. (1932). - Sur l'interprétation du champ de fractures de Banon.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (5), t. 2, p. 53-58.
- GOGUEL J. (1938). - Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (5), t. 8, p. 252-256.
- GOGUEL J. (1944). - Contributions à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France.  
Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 44, n° 215, p. 39-50.
- GOGUEL J. (1954). - A propos de la profondeur de dépôt des marnes à Ammonites pyriteuses.  
C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 222-225.
- GRACIANSKY P.C. (De), BROSSE E., DEROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MÜLLER C., SCHAAF A., SIGAL J. (1982). - Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique : paléogéographie et milieux de dépôt.  
Rev. Inst. Franç. Pétrole, 37, 3, p. 275-337.
- GRACIANSKY P.C. (De), DEROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MÜLLER C., SCHAAF A. et SIGAL J. (1984). - Ocean-wide stagnation episode in the late Cretaceous.  
Nature, vol. 308, n° 5957, p. 346-349.

- GRACIANSKY P.C. (De), LEMOINE M., SIGAL J. et THIEULOY J.P. (1972). - Sur l'existence de lentilles calcaires d'âge barrémien et bédoulien interstratifiées dans les marnes gargasiennes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence).  
C. R. Acad. Sc. Paris, D, t. 274, p. 3368-3371.
- GRACIANSKY P.C. (De), RUDKIEWICZ J.L. et SAMEC P. (1986). - Tectonique salifère d'âge Jurassique dans la zone sub-briançonnaise (Alpes de Savoie, France). Rôle dans le découpage en nappes de charriage et leur progression.  
C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 302, n° 14, p. 891-896.
- GRAS S. (1840). - Statistique minéralogique du département des Basses-Alpes ou description géologique des terrains tertiaires qui constituent le département.  
Grenoble, 224 p.
- GRENETIER Y. (1984). - L'Aptien de Bourdeaux (Drôme).  
Rapport E.N.S.M.P., 47 p.
- GUERIN S. (1981). - Utilisation des foraminifères planctoniques et benthiques dans l'étude des paléo-environnements océaniques au Crétacé moyen : application au matériel des forages D.S.D.P. de l'Atlantique Nord et Sud. Comparaison avec la Téthys.  
Thèse 3è cycle, Nice, 206 p.
- GUERIN S. et MOULLADE M. (1979). - Les foraminifères dans les faciès "black-shales" et assimilés : quelques réflexions sur le modèle vocontien au Crétacé inférieur.  
Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 75, p. 59-69.
- GUILLAUME S. et SIGAL J. (1965). - Eléments pour la définition d'un stratotype du Barrémien. 2. Les Foraminifères.  
Colloq. sur le Crétacé inférieur, Lyon, 1963, Mém. B.R.G.M., n° 34, p. 117-129.
- HARLAND W.B., COX A.V., LLEWELLYN P.G., PICKTON C.A.G., SMITH A.G. et WALTERS R. (1982). - A geologic time scale.  
Cambridge University Press, Cambridge, 128 p.
- HAUG E. (1891). - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne.  
Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. III, n° 21, 197 p., 20 fig., 4 pl.
- HEDBERG E.D. (1976). - International stratigraphic guide.  
J. Wiley and Sons Ed., 200 p.



- HITE-PRAT S. (1982). - Les "marnes bleues" à nodules barytiques de l'Albien du Sud-Est de la France. Etude minéralogique et géochimique.  
D.E.A. Lyon, 20 p.
- JACOB Ch. (1907). - Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines.  
Thèse, Paris, 314 p.
- JENKYN H.C. (1979). - Tethys, past and present.  
Proc. Geol. Assoc.
- JENKYN H. C. (1980). - Cretaceous anoxic events : from continents to oceans.  
J. Geol. Soc. London, vol. 137, p. 171-188.
- JOSEPH P. (1983). - Position des slumpings dans l'évolution sédimentaire du Malm-Crétacé subalpin.  
Rapport E.N.S.M.P.-G.S. Genebass, 11 p.
- JOSEPH P., BEAUDOIN B., CABROL C. et FRIES G. (1986). - Tectonics or differential compaction ? The example of Banon fault trough (Apto-Albian, France S.E.).  
XIIth Sedimentology Int. Meeting, Canberra, Abstracts, à paraître.
- JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIES G. et DECONINCK J.F. (1985). - Megasequences and resediments in the subalpine basin, France (Malm-Cretaceous).  
VIth Eur. Regional Meeting Sedimentology, Lleida, p. 209-212.
- JOSEPH P. et CABROL C. (1986). - La structuration du fossé de Banon. Carte isohypse du toit des calcaires bédouliens. Tectonique synsédimentaire à l'Apto-Albien.  
Rapport C.F.P.-E.N.S.M.P.
- JOSEPH P. et SEMPERE T. (1977). - Reconstitution paléomorphologique et dynamique du dépôt au Néocomien dans le Diois.  
Rapport E.N.S.M.P., 241 p.
- KEMPER E. (1973). - The Aptian and Albian stages in Northwest Germany.  
In CASEY R. and RAWSON P.F. Ed., The Boreal Lower Cretaceous.  
Geological Journal, Spec. Issue n° 5, p. 345-360.
- KENT D.V. et GRADSTEIN F.M. (1985). - A Cretaceous and Jurassic geochronology.  
Bull. Geol. Soc. Am., vol. 96, p. 1419-1427.

- KILIAN N. (1889). - Description géologique de la Montagne de Lure.  
Thèse, Paris, 460 p.
- KUENEN Ph.H. (1957). - Observations sur les flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes.  
Bull. Soc. Géol. Fr., 7, p. 11-26.
- KUENEN Ph.H. (1958). - Turbidity currents, a major factor in flysch deposition.  
Ecl. Geol. Helv. 51, p. 1009-1021.
- KUENEN Ph.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P. (1956). - Sur les flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes.  
C. R. Acad. Sc. Paris, (D), t. 243, p. 1697-1701.
- KUENEN Ph.H. et MIGLIORINI I. (1950). - Turbidity currents as a cause of graded bedding.  
Jour. Geol., n° 58, p. 91-127.
- KUENEN Ph.H. et TENHAAF E. (1956). - Graded bedding in limestones.  
Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Prov. B, 59, p. 314-317.
- LANCELOT Y. (1973). - Chert and Silica diagenesis in sediments from the Central Pacific.  
Deep Sea Drilling Project, vol. 17, U.S. Government Printing Office, Washington.
- LAUBSCHER H. et BERNOUILLI D. (1977). - Mediterranean and Tethys.  
// NAIRN, KANE and STEHLI Ed., The Oceans Basins and Margins, 4 A,  
Plenum Pub. Co., p. 1-28.
- LE COCQ (1839). - Note sur le terrain crétacé du Sud-Est de la France.  
Bull. Soc. Géol. Fr., (I) t. X, p. 323.
- LE DOEUFF D. (1977). - Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales.  
Thèse 3è cycle, Orsay, 229 p.
- LEENHARDT F. (1883). - Etude géologique du Mont Ventoux.  
Thèse, 273 p.



- LE GOC B. (1977). - Contribution à l'étude géologique - Stratigraphie et paléogéographie du Gargasien au Sénonien de la région Ventoux-Lure. Chaînes subalpines méridionales. D.E.S.S., Lyon, 157 p.
- LE PICHON X., BONNIN J., FRANCHETEAU J. et SIBUET J.C. (1981). - Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne. In "Histoire structurale du golfe de Gascogne", Technip Ed., Paris, p. VI.11.1 - VI.11.44.
- LOMBARD A. (1955). - Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson Ed., Paris, 722 p.
- LONGARIA J.F. (1974). - Stratigraphic, morphologic and taxonomic studies of Aptian planktonic foraminifera. Rev. esp. Micropal., n° extra, p. 1-134.
- LORY C. (1860). - description géologique du dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes) pour servir à l'explication de la carte géologique de cette province. Bull. Soc. Statist. Isère, t. V, VI, VII, 748 p., 5 pl., 1 carte.
- LUTERBACHER H. (1972). - Foraminifera from the Lower Cretaceous and Upper Jurassic of the North Western Atlantic. In "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XI, U.S. Government Printing Office, Washington, p. 561-593.
- MAC COY F.W. et STANLEY D.J. (1984). - Formation of sapropels in the Tyro-Basin. Nature, vol. 309, n° 5970, p. 727-728.
- MACHHOUR L., MAURIN A.F. et OUDIN J.L. (1976). - Contribution de la matière organique à la reconstitution des mécanismes sédimentaires des dépôts black-shales de l'Albien supérieur de Beauset (S.E. France). In "Les couches riches en matière organique", Doc. B.R.G.M., n° 110, à paraître.
- MAGARA K. (1968). - Compaction and migration of fluids in Miocene sandstones. Nagoa plains, Japan. A.A.P.G. Bull., 52, 12, p. 2466-2501.
- MAILLART J. (1985). - Variabilités du Cénomaniens dans le Diois (Sud-Est France). D.E.A., E.N.S.M.P., Paris, 46 p.

- MASSE J.P. (1976). - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien - Aptien inférieur) : stratigraphie, paléontologie ; les environnements et leur évolution. Thèse Doct., Marseille, 445 p.
- MASSE J.P. et PHILIP J. (1976). - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2, vol. 18, fasc. 1, p. 49-66.
- MASTER B.A. (1977). - Mesozoic Planktonic Foraminifera : a world-wide review and analysis. In Ramsay A.T.S. Ed., Oceanic micropaleontology. Vol. 1, Academic Press, p. 301-732.
- MIDDLETON G.V. (1968). - Experimental studies of turbidity currents. VIIth Int. Congr. Sedimentology, pré-tirage.
- MILLOT G. (1964). - Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie. Masson Ed., Paris, 499 p.
- MOULLADE M. (1966). - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". Doc. Lab. Géol., Fac. Sci. Lyon, n° 15, 369 p.
- MOULLADE M. (1974). - Zones de foraminifères du Crétacé inférieur mésogéen. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 278, p. 1813-1816.
- MUTTI E. et RICCHI LUCCHI F. (1974). - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. 16, n° 6, p. 577-582.
- NOEL D. et PANIGEL M. (1986). - Les sapropels de Méditerranée orientale dans leur contexte sédimentologique ; données sur les nannofossiles et les nannofaciès. Journées "Les couches riches en matière organique", Greco 52, Tours, Doc. B.R.G.M., n° 110, à paraître.
- NORMARK W.R. (1978). - Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy turbidites environments. A.A.P.G. Bull., 62, p. 912-931.
- ODIN G.S. et KENNEDY W.J. (1982). - Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. C. R. Acad. Sc. Paris, II, t. 294, p. 383-386.



- OLIVERT J.L., BONNIN J., BEUZARD P. et AUZENDE J.M. (1981). - Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Planches I, II, III et IV. CNEXO Ed.
- ORBIGNY A. (D') (1840). - Paléontologie française. Description des animaux mollusques et rayonnés.  
T. 1 "Terrain crétacé, Céphalopodes", Paris.
- OURSEL L. (1979). - Rapport E.N.S.M.P., 40 p.
- PAILLERET P. (1983). - Les nodules barytiques de l'Albien du Sud-Est de la France : un exemple de concentrations minérales en relation avec l'évolution diagénétique du sédiment.  
Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 237 p.
- PAQUIER V. (1900). - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales.  
Thèse, Grenoble, 402 p.
- PATERNOSTER B. (1983). - Sills et dykes sédimentaires dans le contexte paléomorphologique de l'Aptien de Rosans.  
Rapport E.N.S.M.P., 84 p.
- PERRIER R. et QUIBLIER J. (1974). - Thickness changes in sedimentary layers during compaction history ; methods for quantitative evaluation.  
A.A.P.G. Bull., 58, 3, p. 507-520.
- PEYBERNES B. (1978). - Dans les Pyrénées, la paléogéographie anté-cénomaniennne infirme la théorie d'un coulisement sénestre de plusieurs centaines de kilomètres le long de la "faille nord-pyrénéenne" des auteurs.  
Bull. Soc. Géol. Fr. (7), t. 20, p. 701-708.
- PINOTEAU B. (1985). - Nouvelles méthodes d'analyse de données diagaphiques : étude sédimentologique d'un champ pétrolier.  
Thèse Doct., E.N.S.M.P., Paris, 306 p.
- PORTHAULT B. (1969). - Foraminifères planctoniques et biostratigraphie du Cénomanienn dans le Sud-Est de la France.  
Proc. 1<sup>st</sup> Int. Conf. Plankt. Microfossils, Genève, 1967, vol. 2, p. 526-546.
- PORTHAULT B. (1974). - Le Crétacé supérieur de la "Fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France, Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie.  
Thèse Doct., Lyon, 342 p.

- PORTHAULT B. (1978). - Foraminifères caractéristiques du Cénomanienn à faciès pélagiques dans le Sud-Est de la France.  
Géol. Médit., t. 5, n° 1, p. 183-194.
- POUSSIN I. (1976). - Reconstitution paléomorphologique au passage Jurassique-Crétacé au N.E. de Sisteron.  
Rapport E.N.S.M.P., 147 p.
- PREMOLI-SILVA I. et BOERSMA A. (1977). - Cretaceous planktonic foraminifers.  
D.S.D.P. leg. 39, South Atlantic.  
// : Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XXXIX, US Government Printing Office Washington, Washington, p. 615-641.
- RAGAZZI M. (1982). - L'Aptien dans les Alpes-Maritimes - Stratigraphie, paléoécologie, sédimentologie.  
Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nice, 209 p.
- RENAUD P. (1986). - Le jeu de l'accident du Col de La Cène du Lias au Crétacé supérieur (S.E. de la France).  
Rapport E.N.S.P.M., 105 p.
- REYMENT R.A. et BENGTSON P. (Compil.) (1985). - Mid-Cretaceous Events : report on result obtained 1974-1983 by I.C.G.C.P. Project n° 58.  
Publ. from the Paleontological Institution of University of Uppsala, Spec. vol. 5, p. 1-133.
- RIEKE H.H. and CHILIGARIAN G.V. (1974). - Compaction of argilloceous sediments.  
Developments of sediments, vol. 16, Elsevier Ed., Amsterdam, 424 p.
- ROBASZINSKI F. et AMADRO F. (Coord.) (1980). - Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes planctoniques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. Zonations micropaléontologiques intégrées dans le cadre du Crétacé boréal nord-européen.  
Rev. Micropaléont., vol. 22, n° 4, p. 195-321.
- ROBASZINSKI F. et CARON M. (Coord) (1979). - Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen.  
Cah. Micropal., Part. 1, 185 p., Part. 2, 181 p.
- ROCH M.G. (1972). - Géologie du pays d'Apt.  
Bull. B.R.G.M., (2), n° 3 et 4, p. 29-114, 11 fig., 1 pl. h.t.



- ROSTAN P. (1980). - Genèse et évolution des septarias à travers des exemples du Sud-Est de la France.  
D.E.A., Nice, 113 p.
- RUBINO J.L. (1982). - Les grès albo-aptiens dans le bassin vocontien et sur sa bordure occidentale.  
IX<sup>e</sup> Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 540.
- RUBINO J.L. (1984). - Sedimentology of upper Aptian and Albian turbidites and shelf sandstones in the Vocontian basin (S.E. France).  
Vth Eur. Regional Meeting of Sedimentology, Marseille, p. 388-389.
- RUBINO J.L. et DELAMETTE M. (1985). - The albian shelf of South East of France : an example of clastic sand distribution dominated by oceanic currents.  
VVth Eur. Regional Meeting of Sedimentology, Lleida, p. 399-402.
- SALINAS E. (1985). - Observations sur le Plio-Pleistocène du Calabre.  
D.E.A., E.N.S.M.P., Paris, 28 p.
- SALINAS E. (1985). - Associations de microfaune dans la série apto-albienne du Bassin du Sud-Est (France).  
D.E.A., E.N.S.M.P., Paris, 35 p.
- SCHLÄNGER S.O. et JENKINS H.C. (1976). - Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences.  
Geol. en Mijnbouw, vol. 55, n° 3-4, p. 179-184.
- SENI S.J. et JACKSON M.P.A. (1983). - Evolution of salt structures. East Texas diapir province.  
Part 1 : Sedimentary record of halokinesis ; Part 2 : Patterns and rates of halokinesis.  
A.A.P.G. Bull., vol. 67, n° 8, p. 1219-1274.
- SIGAL J. (1977). - Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques.  
Géol. Méditerranéenne, t. 4, n° 2, p. 99-108.
- SLACZKA A. et THOMPSON S. (1981). - A revision of the fluxoturbidite concept based on type example in the Polish Carpathian Flysch.  
Ann. Soc. Geol. Pol., 51, p. 3-44.
- SLITER W.V. (1972). - Cretaceous foraminifers - Depth habitats and their origin.  
Nature, vol. 239, n° 5374, p. 514-515.

- SLITER W.V. (1976). - Cretaceous foraminifers from the southwestern Atlantic Ocean, leg. 36, Deep Sea Drilling Project.  
// Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XXXVI, US Government Printing Office, Washington, p. 519-573.
- SLITER W.V. (1977). - Cretaceous foraminifers from the southwestern Atlantic Ocean, leg. 39, Deep Sea Drilling Project.  
// Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, XXXVI, US Government Printing Office, Washington, p. 657-697.
- SORNAY J. (1950). - Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines.  
Thèse Sci., Grenoble, Allier Ed., 254 p., 31 fig., 12 pl.
- SOUQUET P. et DEBROAS E. (1980). - Tectonogenèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées.  
// AUTRAN A. et DERCOURT J. Ed. Evolutions géologiques de la France, Mém. B.R.G.M., n° 107, p. 213-233.
- SOUQUET P. et MEDIAVILA F. (1976). - Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées.  
C. R. Acad. Sc. Paris, D, t. 282, p. 2139-2142.
- STURANI C. (1962). - Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del massico dell'Argentera (Alpi Maritime).  
Mem. Inst. Geol. Miner., Padova, vol. XXII, 178 p., 31 fig., 14 tab.
- STURANI C. (1963). - Couverture sédimentaire du Nord-Est de l'Argentera.  
Trav. Lab. Geol. Grenoble, t. 39, p. 83-121.
- TAPPONNIER P. (1977). - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique.  
Bull. Soc. Geol. Fr., (7), t. 19, p. 437-460.
- THIEULOY J.P. et GIROD J.P. (1964). - L'Aptien et l'Albien fossilifères du synclinal d'Autrans (Vercors septentrional).  
Trav. Lab. Géol., Grenoble, t. 40, p. 91-111.
- THIEULOY J.P. et GIROD J.P. (1965). - Nouvelles données sur l'Albien de la Chartreuse et du Vercors.  
Trav. Lab. Géol., Grenoble, t. 41, p. 141-163.
- THOMEL G. (1960). - Observation sur l'Aptien et sur l'Albien des environs de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes).  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 2, p. 87-93.



- THOMEL G. (1961). - Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomanién de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes).  
Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. 3, p. 3-10.
- THOMEL G. (1963). - Considérations sur la faune gargasienne du Sud-Est de la fosse vocontienne.  
Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., Aix-Marseille, t. 7, p. 47-58.
- THOMEL G. (1964). - Les zones d'ammonites de l'Aptien des Basses-Alpes.  
C.R. Acad. Sc. Paris, (D), t. 258, n° 17, p. 4308-4310.
- THOMEL G. (1965). - Limites et subdivisions du Cénomanién du Sud-Est de la France (drôme orientale, Basses-Alpes, Nord du Var et Alpes Maritimes).  
C. R. Acad. Sc. Paris, (D), t. 260, p. 1458-1461.
- THOMEL G. (1972). - Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaînes subalpines méridionales.  
Thèse, Mém. Soc. Géol. Fr., NS, n° 116, 204 p., 88 pl.
- TRIAT J.M. (1979). - Paléoolérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne.  
Thèse Sci., Marseille, 313 p.
- TRONCHETTI G. (1981). - Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien).  
Systématique, Biostratigraphie, Paléoologie-paléogéographie.  
Thèse Doct., Marseille, 559 p., 48 pl.
- TRUSHEIM F. (1960). - Mechanism of salt migration in Northern Germany.  
A.A.P.G. Bull., vol. 44, p. 1519-1540.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S. (1977). - Global cycles of relative changes of sea level.  
A.A.P.G. Bull., mem. 26, p. 83-98.
- VAN HINTE J.E. (1976). - A Jurassic time scale.  
A.A.P.G. Bull., vol. 60, p. 489-497.
- VAN HINTE J.E. (1976). - A Cretaceous time scale.  
A.A.P.G. Bull., vol. 60, p. 498-516.
- WALKER R. (1978). - Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans.  
Models for exploration for stratigraphic traps.  
A.A.P.G. Bull., vol. 62, p. 932-966.

- WEISSERT H., MAC KENZIE J. et HOCHULI P. (1978). - Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean.  
Geology, 7, p. 147-151.
- WETZEL A. (1982). - Cyclic and dyscyclic black shale formation.  
// EINSELE G. and SEILACHER A. Ed., Cyclic and Event Stratification,  
Berlin, Springer Verlag, p. 431-455.
- WONDERS A. (1980). - Middle and late Cretaceous planktonic foraminifera of the western mediterranean area.  
Utrecht Micropal. Bull., vol. 24, 158 p.
- YAPAUDJIAN L. (1972). - Une approche actualiste en géologie sédimentaire. Quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme.  
Colloq. Orsay, Mém. B.R.G.M., n° 77, t. 2, p. 715-732.



## LISTE DES TABLEAUX

---

- Tableau 1 - Différentes échelles d'ammonites pour l'Aptien
- Tableau 2 - Biozonation de l'Aptien subalpin
- Tableau 3 - Différentes échelles d'ammonites pour l'Albien
- Tableau 4 - Biozonation de l'Albien supérieur *s.l.*
- Tableau 5 - Biozonation de l'Albien
- Tableau 6 - Différentes échelles d'ammonites pour le Cénomanién
- Tableau 7 - Deux biozonations du Cénomanién
- Tableau 8 - Répartition observée des foraminifères planctoniques cénomaniéniens
- Tableau 9 - Biostratigraphie de l'Apto-Cénomanién
- Tableau 10 - Répartition des organismes par rapport à l'Eventail
- Tableau 11 - Epaisseurs successives
- Tableau 12 - Le jeu de l'accident du Col de La Cine
- Tableau 13 - Le jeu de l'accident du Risou



- LISTE DES FIGURES -

- Figure 1 - Le bassin subalpin
- Figure 2 - Le secteur d'étude
- Figure 3 - Le bassin subalpin
- Figure 4 - L'évolution au Mésozoïque de la sédimentation argilo-carbonatée  
(modifiée d'après BEAUDOIN, 1980)
- Figure 5 - Analyse séquentielle du Lias-Dogger subalpin  
(d'après BEAUDOIN et al., 1975)
- Figure 6 - Analyse séquentielle du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur  
(d'après JOSEPH, 1986)
- Figure 7 - Analyse séquentielle de la série aptienne
- Figure 8 - Analyse séquentielle de la série albienne
- Figure 9 - Analyse séquentielle de la série cénomaniennne
- Figure 10 - Analyse séquentielle de la série apto-cénomaniennne
- Figure 11 - Types de zones utilisés  
(d'après les recommandations de HEDBERG, 1976)
- Figure 12 - Le faisceau du "niveau blanc" : comparaison entre le bassin  
subalpin et la coupe de La Bédoule (Bouches du Rhône)
- Figure 13 - Analyse séquentielle de la série apto-cénomaniennne et  
datations
- Figure 14 - La base de la série aptienne
- Figure 15 - Evolution et variabilité de la série albienne
- Figure 16 - Localisation des coupes utilisées pour le traitement  
statistique
- Figure 17 - Localisation des coupes étudiées dans le secteur de l'éventail



Figure 18 - Distribution des échinodermes et des ostracodes

Figure 19 - Les ostracodes dans le slump A

Figure 20 - Les ostracodes dans le slump I

Figure 21 - Les ostracodes dans le Clansayésien

Figure 22 - Un exemple d'association de microfaune

Figure 23 - La coupe de Sisteron : évolution du rapport  $P / P + B$

Figure 24 - La coupe de Chateaufort : évolution du rapport  $P / P + B$

Figure 25 - La coupe de Sisteron : Evolution de la tranche d'eau durant l'Apto-Cénomanién

Figure 26 - L'évolution de la microfaune : les sept coupes étudiées

Figure 27 - Evolution des hedbergelles et des globigerinelloïdes à l'Aptien

Figure 28 - Evolution des hedbergelles à l'Albien

Figure 29 - Evolution de la microfaune à l'Apto-Cénomanién

Figure 30 - Variabilités de la séquence aptienne

Figure 31 - Les zones de bordure à l'Aptien

Figure 32 - Isopaques des séquences aptiennes

Figure 33 - Extension des séquences aptiennes

Figure 34 - Le bassin subalpin à l'Aptien : courants et glissements

Figure 35 - Le bassin subalpin à l'Aptien : occurrence des résédiments

Figure 36 - La vallée de Pierre Ecrite : un profil N-S dans le synclinal de Barrême

Figure 37 - Localisation des grès dans le bassin

Figure 38 - La discontinuité  $G/K_1$

Figure 39 - Différents expressions de la discontinuité  $G/K_1$

Figure 40 - Localisation dans le bassin de l'Eventail de Ceüse

Figure 41 - La séquence B : comparaison de cinq coupes (en épaisseur actuelle)

Figure 42 - Le slump  $\alpha$

Figure 43 - Le slump  $\beta$

Figure 44 - Le slump  $\gamma$

Figure 45 - Superposition des axes des slumps et des indications directionnelles

Figure 46 - Isopaques de la séquence B

Figure 47 - La séquence G : comparaison de deux coupes (en épaisseur actuelle)

Figure 48 - Le slump A

Figure 49 - Le slump E

Figure 50 - Les chenaux gréseux F

Figure 51 - Le slump I

Figure 52 - Superposition de tous les axes de slumps et des chenaux

Figure 53 - La séquence G  
a. Isopaques      b. Isoépaisseurs du slump (cumulées)  
c. Isoépaisseurs de "non-slump"  
d. Directions et sens de courant

Figure 54 - Deux "restrictions" successives d'extension des slumps

Figure 55 - La séquence  $K_1$  : les coupes de Francillon et de Bourdeaux 1 (en épaisseurs actuelles)

Figure 56 - Le slump  $\Sigma_2$

Figure 57 - Le slump  $\Sigma_3$



Figure 58 - La séquence  $K_1$  - isopaques

Figure 59 - La séquence  $K_2$  - les coupes de Bourdeaux 1 et du Moulin  
(en épaisseurs actuelles)

Figure 60 - La fluxoturbidite

Figure 61 - Le slump  $\Sigma_7$

Figure 62 - L'Eventail de Ceüse à l'Aptien

Figure 63 - L'affleurement des Cosmes : variabilité de la série

Figure 64 - a. Les chenaux gréseux du pays de Bourdeaux (corps F)  
b. Contrôle par une faille de la localisation d'un chenal

Figure 65 - Profil transversal "Felines (Fe) - Francillon (Fr) - Les Cosmes (Co)"

Figure 66 - Profil longitudinal Francillon (Fr) - Bourdeaux 1 (Bx 1) -  
Saint-Hilaire (SH) - Les Peirassols (Pei)

Figure 67 - Bloc-diagramme du sommet de l'Aptien dans le pays de Bourdeaux

Figure 68 - L'affleurement d'Arnayon - Ravin des Pennes : corrélation  
(en épaisseurs actuelles)

Figure 69 - L'Eventail de Ceüse à l'Aptien

Figure 70 - Le bloc-diagramme de l'Eventail

Figure 71 - Localisation des coupes du faisceau du "niveau blanc"

Figure 72 - Le faisceau du "niveau blanc" : coupes-types

Figure 73 - Le slump  $\gamma$

Figure 74 - Le faisceau clansayésien

Figure 75 - Le banc 2

Figure 76 - L'intervalle  $]2, 3[$

Figure 77 - Le banc 3

Figure 78 - a. Le banc 3a    b. Le banc 3b  
c. Le banc 3c    d. Le banc 3d

Figure 79 - Le slump  $\Sigma_3$   
a. Son substrat    b. Son recouvrement

Figure 80 - Le slump  $\Sigma_3$  : bloc-diagramme à La Combette

Figure 81 - a. L'intervalle  $[3, 5]$  : isopaques  
b. L'intervalle  $[3, 5]$  : isopaques "corrigées"  $([3, 5] - \Sigma_3)$

Figure 82 - Le dépôt du faisceau clansayésien :  
deux hypothèses géométriques

Figure 83 - L'intervalle  $]6a, \delta]$

Figure 84 - Un exemple d'évolution latérale (localisation, fig. 79)

Figure 85 - Le secteur de Sisteron : les coupes du faisceau clansayésien

Figure 86 - Evolution du Clansayésien près du Puy

Figure 87 - Le Puy 7 : variabilité des bancs sous le doublet (0)

Figure 88 - Corrélations Le Puy - Entrepierres

Figure 89 - Le bassin subalpin à l'Albien : courants et glissements

Figure 90 - a. Isopaques de  $A_1$     b. Isopaques de  $A_2$   
c. Isopaques de  $A_3$     d. Ecorché sous  $A_4$   
e. Isopaques de  $A_4$     f. Isopaques de  $A_{5-6-7}$

Figure 91 - Les résédiments albiens

Figure 92 - Le secteur du champ de Banon

Figure 93 - La série albienne du champ de Banon

Figure 94 - Les séquences vraconiennes

Figure 95 - Le secteur du Simiane - Oppedette

Figure 96 - La séquence  $A_4$



Figure 97 - L'affleurement de Valsaintes

Figure 98 - L'affleurement de Luc

Figure 99 - L'affleurement de Calavon

Figure 100 - La série de Carniol - La Bidousse

Figure 101 - L'affleurement de L'Argentière : un profil N-S

Figure 102 - L'affleurement de L'Argentière : un bloc-diagramme

Figure 103 - La coupe de L'Abbadie

Figure 104 - Cartographie des barres gréseuses dans le champ de Banon

Figure 105 - Le secteur de Sisteron

Figure 106 - La séquence A<sub>1</sub>

- a. Quatre coupes      b. La coupe de Hyèges
- c. Un modèle avec des blocs basculés

Figure 107 - Un exemple de corrélation banc à banc avec le faisceau alternant de la séquence A<sub>2</sub>

Figure 108 - La séquence A<sub>2</sub> en carte

Figure 109 - La séquence A<sub>2</sub> : un bloc-diagramme

Figure 110 - La séquence A<sub>3</sub> en carte

Figure 111 - La séquence A<sub>3</sub> : un bloc-diagramme

Figure 113 - Cartographie des grès dans la colline du Puy

Figure 114 - Les séquences A<sub>5-6-7</sub> en carte

Figure 115 - La Sauzette - Salignac : Rides et chenaux au sommet de la séquence A<sub>7</sub>

Figure 116 - La zone de Lure et le transit des grès

Figure 117 - Bloc-diagramme de la zone de Lure

Figure 118 - Le Cénomanién : les trois secteurs étudiés

Figure 119 - Le secteur de Sisteron

Figure 120 - Evolution N-S de la séquence C<sub>4</sub>

Figure 121 - La série cénomaniénne de Saint-Etienne-Les-Orgues

Figure 122 - Le secteur de Barrême

Figure 123 - Le Cénomanién de Barrême

Figure 124 - Les coupes dans l'Eventail de Ceüse

Figure 125 - Le Cénomanién de Montmorin

Figure 126 - a. La séquence C<sub>1</sub> : épaisseurs  
b. La séquence C<sub>2</sub> : épaisseurs

Figure 127 - Deux structures chenalisantes à remplissage de slump  
a. La Chaudière      b. Le Risou

Figure 128 - La séquence C<sub>3</sub>

- a. Epaisseurs totales      b. Epaisseurs du faciès marno-calcaires
- b. Epaisseurs du faciès gréseux

Figure 129 - La séquence C<sub>3</sub> : variabilité latérale à La Chaudière

Figure 130 - La séquence C<sub>4</sub> : épaisseurs

Figure 131 - La séquence C<sub>5</sub> : épaisseurs

Figure 132 - Epaisseur totale du Cénomanién

Figure 133 - Deux profils :

- a. NW-SE      b. N-S

Figure 134 - Le Cénomanién dans le bassin : courants et glissements

Figure 135 - Le Cénomanién dans le bassin : épaisseurs

Figure 136 - Lacune du Cénomanién supérieur

Figure 137 - Failles et fracturation : localisation des secteurs étudiés



Figure 138 - L'Eventail de Ceüse

Figure 139 - La faille de Gigors

a. Localisation    b. Comparaison des deux coupes

Figure 140 - Les deux coupes de La Grange (secteur de Bourdeaux)

Figure 141 - Profil longitudinal "Francillon (Fr) - Bourdeaux (Bx 1) -  
Saint-Hilaire (SH) - Les Peirassols (Pei)

Figure 142 - Failles synsédimentaires près de Saint-André-Les-Alpes

Figure 143 - L'accident du Col de la Cine

Figure 144 - La série du Col de La Cine (Ouest et Est)

Figure 145 - Evolution des piles sédimentaires

Figure 146 - a. Le jeu de l'accident du Col de la Cine

b. Gradient de subsidence tectonique à l'Ouest

Figure 147 - Le faisceau du Risou

a. Carte de localisation

b. Emplacement des failles

c. Profil I

Figure 148 - Le fonctionnement du faisceau du Risou à l'Aptien

a. Profil II

b. Le slump A

c. Le slump I

d. Détail de la carte du slump I

Figure 149 - Le fonctionnement du faisceau du Risou à l'Apto-Cénomanién

Figure 150 - a. Le champ de Banon

b. La série apto-albienne

Figure 151 - Deux exemples de failles synsédimentaires

Figure 152 - Le champ de Banon

a. Les fossés

b. Rosace des failles synsédimentaires

c. Rosace des pendages

Figure 153 - Le champ de Banon

a. Méthode des dièdres droits : résultats

b. Rosace des failles

c. Un modèle

Figure 154 - La paléogéographie fini-urgonienne

Figure 155 - L'affleurement de La Bidousse : un profil E-W

Figure 156 - L'affleurement de Piparoux : un profil E-W

Figure 157 - Cartographie des barres sableuses dans le secteur  
de Carniol

Figure 158 - Cartographie des barres sableuses dans le  
champ de Banon

Figure 159 - Le secteur de Sisteron

Figure 160 - La série barrémienne

a. Un profil N-S (coupes actuelles)

b. et c. Deux modèles en blocs basculés

Figure 161 - Les marnes aptiennes (séquence B) : un profil N-S

a. Coupes actuelles

b. Un modèle schématique

Figure 162 - Les marnes aptiennes (séquences B, G et K<sub>1</sub>) : un profil

a. Coupes actuelles

b. Un modèle schématique

Figure 163 - La série apto-albienne dans la vallée de Jabron

Figure 164 - Le secteur de Sisteron

Figure 165 - Interprétation structurale

a. La faille de la Durance

b. Le secteur de Sisteron

Figure 166 - La coupe de La Sauzette-Salignac :

évolution de la subsidence tectonique

Figure 167 - Un modèle en blocs basculés :

érosion sur les crêtes de blocs (zones Z<sub>1</sub> et Z<sub>2</sub>)

Figure 168 - L'Aptien de Rosans

Figure 169 - Les sills de Rosans

Figure 170 - Les sills de Rosans : essai de décompaction

Figure 171 - La fluxoturbidite



Figure 172 - Relation entre les sills et la fluxoturbidite

Figure 173 - La série apto-albienne de Bevons - Le Puy

Figure 174 - La colline du Puy  
a. Etat actuel      b. Analyse

Figure 175 - Les filons majeurs de Bevons

Figure 176 - Un premier modèle

Figure 177 - Les corps sableux du Ravin de la Baume

Figure 178 - Relations génétiques entre les injections sableuses  
et le chenal turbiditique

Figure 179 - Un second modèle

Figure 180 - Le bassin subalpin à quatre périodes :  
a. Tithonique-Berriasien      b. Hauterivien  
c. Barrémien      d. Apto-Albien

Figure 181 - Le bassin subalpin et les vallées sous-marines du  
sillon du Buëch

Figure 182 - Deux profils interprétatifs E-W à travers le bassin subalpin  
a. Au Tithonique-Berriasien      b. A l'Apto-Albien

Figure 183 - Le bassin subalpin et le contexte paléostrucural

Figure 184 - Positions relatives de l'Ibérie, l'Europe et de l'Afrique  
durant le Mésozoïque  
(d'après OLIVET et al., 1981, extrait de BOILLOT et al., 1984)

Figure 185 - Position de l'Ibérie par rapport à la France  
il y a 110 M.a (anomalie J) ; 100 M.a et 75 M.a (anomalie 33)  
(d'après OLIVET et al., 1981, extrait de BOILLOT et al., 1984)

Figure 186 - a. Schéma d'un modèle possible du fonctionnement du bassin  
b. Ouverture de l'Océan ligure (extrait de BOILLOT et al. 1984).

Figure 187 - La position des venues gréseuses dans les séquences  
apto-cénomaniennes

Figure 188 - Les venues détritiques : comparaison entre la plate-forme  
et le bassin

Figure 189 - Le bassin subalpin : voies de transport et sources du  
matériel déritique

Figure 190 - Position des neufs grandes coupes

Figure 191 - Les coupes de Montclus et de Daluis : distribution des argiles  
a. Montclus      b. Daluis  
(extrait de DECONINCK, 1984)

Figure 192 - Evolution de la teneur en smectites à Montclus et Sisteron

Figure 193 - Distribution de la roche totale et des argiles verticales  
a. Serres Chaitieu      b. Pierre Vesce

Figure 194 - Relation entre la lithologie, les argiles et les resédiments

Figure 195 - Un modèle possible de la sédimentation argileuse  
a. Base de la séquence      b. Sommet de la séquence

Figure 196 - Localisation verticale des couches riches en  
matière organique

Figure 197 - La série apto-albienne (p.p.) et les couches riches en  
matière organique

Figure 198 - Carte de présence du sapropel S<sub>1</sub>

Figure 199 - a. La coupe de Saint-Jaume  
b. La coupe de Notre-Dame

Figure 200 - a. Localisation des turbidites gréseuses associées à S<sub>1</sub>  
b. Le slump  $\beta$   
c. Isopaques de S<sub>1</sub> (en épaisseur actuelle, en cm)  
d. L'Eventail de Ceüse

Figure 201 - Le sapropel S<sub>2</sub> dans le bassin

Figure 202 - Carte en iso I.H. (Indice d'Hydrogène)

Figure 203 - Evolution de la microfaune et température de l'eau de mer